This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

HARVARD UNIVERSITY

BERNHARD KUMMEL LIBRARY
OF THE
GEOLOGICAL SCIENCES

Transferred to
CABOT SCIENCE LIBRARY
June 2005

QE
434
R818
v.2, pt.2

Mikroskopische

PHYSIOGRAPHIE

der

Mineralien und Gesteine.

Ein Hülfsbuch

bei mikroskopischen Gesteinsstudien.

von

H. Rosenbusch.

Band II.

Massige Gesteine.

Vierte neu bearbeitete Auflage.

Mit 4 Tafeln.

Stuttgart.
E. Schweizerbartsche Verlagshandlung (E. Nägele).
1908.

Mikroskopische

PHYSIOGRAPHIE

der

Massigen Gesteine.

Von

H. Rosenbusch.

Zweite Hälfte

Ergußgesteine.

Vierte neu bearbeitete Auflage.

Mit 4 Tafeln.

Stuttgart.
E. Schweizerbartsche Verlagshandlung (E. Nägele).
1908.

H205.12

Mineralogical Laboratory
(II, 2)

Alle Rechte vorbehalten.

Druck der Stuttgarter Vereins-Buchdruckerei.

Vorwort zur vierten Auflage vom II. Band, 2. Hälfte.

Wenn man mit mir, wie ich es im Vorwort zur ersten Hälfte dieses Bandes aussprach, in dem Auftreten neuer Probleme und neuer Fragen ein gutes Zeichen für die Entwicklung einer Wissenschaft sieht, so wird man in der Darstellung der Ergußgesteine mit Freuden eine Fülle derselben begrüßen können. Ich hebe hervor die Unterscheidung der normalen Andesite und der Trachyandesite, die Aufgabe der Fixierung der systematischen Stellung der Quarzkeratophyre und Keratophyre, wofür ich zuerst S. 1492 und 1493 der Beachtung empfehle, die strenge Scheidung der Ergußformen der gabbroiden und der essexitischen Magmen, die wir im Interesse der deutschen Geologie nicht länger unvollzogen lassen dürfen und das Erscheinen einer neuen Familie von lamprophyrischen Ergußgesteinen. Viele Probleme harren der Lösung und fordern auf zu fröhlicher Arbeit.

Auch hier drängt es mich, noch einmal herzlich zu danken für all die gütige Unterstützung, womit meine Arbeit gefördert wurde und ohne die ich sie nicht hätte leisten können.

Heidelberg, im Juli 1908.

H. Rosenbusch.

Inhalt.

Seite

III. Klasse: Ergußgesteine . . . . . 718—1523

Literatur 718

Die Familie der Quarztrachyte und Quarzporphyre . . . . . 727—876

Literatur . . . . . 727—746

Mineralbestand der Quarztrachyte und Quarzporphyre . . 748—779

Struktur und Klassifikation der Quarztrachyte und Quarzporphyre . . . . . 779 - 856

Liparite und Quarzporphyre . . . . . 783—836

Die isländischen Liparite . . . . . 836—838

Comendite . . . . . 838—843

Quarzkeratophyre . . . . . 843—851

Pantellerite . . . . . 851—856

Metamorphosen an und in den Quarzporphyren und Quarzkeratophyren . . . . . 856—866

Tuffe der Quarztrachyte und Quarzporphyre . . . . . 866 - 876

Die Familie der Trachyte und quarzfreien Porphyre . . . . 877—951

Literatur . . . . . 877—885

Abgrenzung und Definition . . . . . 885—888

Mineralbestand der Trachyte und quarzfreien Porphyre . . 888—905

Strukturformen der Trachyte und quarzfreien Porphyre . . 905—907

Klassifikation der Trachyte und quarzfreien Porphyre . . 907

Quarzfreie Liparite und Porphyre . . . . . 908—916

Alkalitrachyte . . . . . 916—940

Keratophyre . . . . . 940—946

Metamorphe Phänomene in und an Trachyten und quarzfreien Porphyren . . . . . 946—948

Tuffe der trachytischen Gesteine . . . . . 948—951

Die Familie der phonolithischen Gesteine . . . . . 952—988

Literatur . . . . . 952—956

Mineralbestand der phonolithischen Gesteine . . . . . 957—970

Klassifikation und Struktur der phonolithischen Gesteine . 970—985

Gruppe der Phonolithe . . . . . 971—980

Gruppe der Leucitphonolithe . . . . . 980—983

Gruppe der Leucitophyre . . . . . 983—985

Kontaktmetamorphosen am Phonolith . . . . . 985—986

Tuffe der phonolithischen Gesteine . . . . . 987—988

Die Familie der Dacite und Quarzporphyrite . . . . . 989—1014

Literatur . . . . . 989—993

Mineralbestand der Dacite und Quarzporphyrite . . . . . 995 - 997

Klassifikation und Struktur der Dacite und Quarzporphyrite 997

Die liparitischen Dacite und Quarzporphyrite . . . . 999—1004

Die andesitischen Dacite und Quarzporphyrite . . . 1004—1009
Die Hyalodacite und Vitrophyrite . . . . . 1009—1013
Volcanit . . . . . 1013—1014
Geburit-Dacit 1014
Die Familie der andesitischen und porphyritischen Gesteine . 1015—1120
Literatur . . . . . 1015—1034
Definition und Abgrenzung . . . . . 1034—1038
Mineralbestand der Andesite und Porphyrite . . . . . 1038—1059
Klassifikation und Struktur der Andesite und Porphyrite . 1059
Eigentliche Andesite und Porphyrite . . . . . 1060—1102
Propylitische Facies der Andesite und Porphyrite . . 1102—1105
Die Trachyandesite . . . . . 1105—1116
Ältere Ausscheidungen in Andesiten und Trachyandesiten 1116—1119
Die Tuffe der Dacite, Andesite und Porphyrite . . . 1119—1120
Die Familie der Basalte, Melaphyre und Diabase . . . . . 1121—1323
Literatur . . . . . 1121—1157
Definition und Abgrenzung . . . . . 1157—1161
Mineralbestand der Basalte, Melaphyre und Diabase . . 1161—1198
Struktur der Basalte, Melaphyre und Diabase . . . . . 1198—1214
Klassifikation der Basalte, Melaphyre und Diabase . . . 1214
Olivinfreie uud olivinhaltige Basalte . . . . . 1216—1219
Olivinfreie und olivinhaltige Melaphyre . . . . . 1219—1227
Olivinfreie Diabase . . . . . 1227—1245
Olivindiabase . . . . . 1245—1252
Eisenbasalt . . . . . 1252—1256
Hypersthenbasalt und Enstatitdiabas . . . . . 1256—1260
Quarzbasalt, Quarzmelaphyr und Quarzdiabas . . . 1260—1268
Diabasporphyrit, Spilit . . . . . 1268—1276
Hyalobasalt und Hyalodiabas . . . . . 1276—1280
Variolit . . . . . 1280—1288
Metamorphose der Diabase und Melaphyre . . . . . 1288—1294
Kontaktmetamorphosen an Basalten, Melaphyren und Diabasen . . . . . 1294—1314
Tuffe der Basalte, Melaphyre und Diabase . . . . . 1314—1323
Die Familie der Pikrite und Pikritporphyrite . . . . . 1324—1333
Literatur . . . . . 1324—1325
Mineralbestand der Pikrite und Pikritporphyrite . . . . 1326—1330
Vorkommen der Pikrite und Pikritporphyrite . . . . . 1330—1333
Die Familie der trachydoleritischen Gesteine . . . . . 1334—1366
Literatur . . . . . 1334—1338
Mineralbestand der trachydoleritischen Gesteine . . . . 1339—1343
Klassifikation und Struktur der trachydoleritischen Gesteine 1343
Trachytoide Trachydolerite . . . . . 1343—1345
Phonolithoide Trachydolerite . . . . . 1345—1346
Ergußformen der Shonkinite und Leucitshonkinite . . 1346—1348
Tephritische Trachydolerite . . . . . 1348—1353
Trachydolerite im engeren Sinne . . . . . 1353—1360
Leucitische Trachydolerite . . . . . 1360—1365
Strukturformen der Trachydolerite 1365
Kontakterscheinungen . . . . . 1365—1366
Die Familie der Tephrite und Basanite . . . . . 1367—1402
Literatur . . . . . 1367—1372
Abgrenzung der Tephrite und Basanite . . . . . 1372—1374
Mineralbestand der Tephrite und Basanite . . . . . 1374—1378
Strukturformen und Klassifikation der Tephrite und Basanite 1378—1402

Leucittephrite und Leucitbasanite 1378 1392
Nephelintephrite und Nephelinbasanite . . . . . 1392—1402
Die Familie der Leucitgesteine . . . . . 1403—1415
Literatur . . . . . 1403—1405
Mineralbestand der Leucitgesteine . . . . . 1405—1407
Struktur und Klassifikation der Leucitgesteine . . . . 1407—1415
Leucitit . . . . . 1407—1410
Leucitbasalt . . . . . 1410—1415
Kontaktphänomene der Leucitgesteine 1415
Tuffe der Leucitgesteine 1415
Die Familie der Nephelingesteine . . . . . 1416—1450
Literatur . . . . . 1416—1421
Mineralbestand der Nephelingesteine . . . . . 1422—1428
Struktur der Nephelingesteine . . . . . 1428—1430
Klassifikation der Nephelingesteine . . . . . 1431—1440
Nephelinit . . . . . 1431—1435
Leucitnephelinite . . . . . 1435—1436
Melilith-Nephelinite . . . . . 1436—1438
Basaltoide Nephelinite . . . . . 1438—1440
Nephelinbasalt . . . . . 1440—1449
Melilith-Nephelinbasalt . . . . . 1447—1449
Endialyt-Nephelinbasalt 1449
Kontaktwirkungen der Nephelingesteine . . . . . 1449—1450
Tuffe der Nephelingesteine 1450
Die Familie der Melilithbasalte . . . . . 1451—1458
Literatur . . . . . 1451—1452
Mineralbestand der Melilithbasalte . . . . . 1452—1454
Struktur und Verbreitung der Melilithbasalte . . . . . 1454—1457
Tuffe der Melilithbasalte . . . . . 1457—1458
Die Familie der Limburgite und Augitite . . . . . 1459—1475
Literatur . . . . . 1459—1463
Mineralbestand der Limburgite und Augitite . . . . . 1464—1467
Struktur und Verbreitung der Limburgite und Augitite . 1467—1475
Die Familie der lamprophyrischen Ergußgesteine . . . . . 1476—1493
Literatur . . . . . 1476—1477
Verit und Fortunit . . . . . 1478—1481
Jumillit . . . . . 1481—1484
Orendit, Wyomingit und Madupit . . . . . 1484—1488
Euktolith . . . . . 1488—1489
Absarokit . . . . . 1489—1490
Sanukit und Boninit . . . . . 1490—1491
Selagit . . . . . 1491—1492
Vulkanische Aschen und Sande . . . . . 1494—1498
Nachträge . . . . . 1499—1523

Abkürzungen.

Amer. Journ. = The American Journal of Science and Arts oder The American Journal of Science. New Haven.

Ann. Chem. Pharm. = Annalen der Chemie und Pharmacie. Leipzig.

Ann. Chim. Phys. = Annales de Chimie et de Physique. Paris.

Ann. Min. = Annales des Mines. Paris.

Bull. Soc. géol. Fr. = Bulletin de la Société géologique de France. Paris.

Bull. Soc. min. Fr. = Bulletin de la Société minéralogique de France. Paris. Seit 1886 Bulletin de la Société française de minéralogie.

C. R. = Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie française. Paris.

F. K. = Földtani Közlöny. Budapest.

Geol. Mag. = Geological Magazine etc. London.

G. F. i Stockholm Förhdl. = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. Stockholm.

Min. Mag. = Mineralogical Magazine. London.

Pogg. Ann. = Poggendorff's Annalen der Physik und Chemie. Leipzig. Später Annalen der Physik.

Q. J. G. S. = Quarterly Journal of the geological Society. London.

S. B. A. = Monatsberichte oder Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

S. M. A. = Sitzungsberichte der k. Bayrischen Akademie der Wissenschaften. München.

S. W. A. = Sitzungsberichte der k. k. Akademie der Wissenschaften zu Wien.

T. M. M. = Mineralogische Mitteilungen, ges. von G. Tschermak in Wien.

T. M. P. M. = Mineralogische und petrographische Mitteilungen, herausgegeben von G. Tschermak, später von F. Becke. Wien.

Z. D. G. G. = Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Berlin.

Z. X. = Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie, herausg. von P. Groth. Leipzig.

III. Klasse: Ergußgesteine.

Literatur.

A. Hague and J. P. Iddings, On the development of crystallization in the igneous rocks of Washoe, Nevada, with notes on the geology of the district. U. S. geol. Survey. Bull. No. 17. Washington 1885.

H. Rosenbusch, Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur bei Massengesteinen. N. J. 1882. II. 1—16.

Die Ergußgesteine, deren normalen Typen wir besonders unter der geologischen Form von Decken und Strömen begegnen, sind ihrem Wesen nach Oberflächengesteine. Sie zeigen uns in fester Form diejenigen Teile der tellurischen Eruptivmassen, welche auf Spalten der Erdrinde bis zu Tage emporstiegen und sich dann über Teile der Erdrinde fließend oder quellend ausbreiteten. Da nun anscheinend keinerlei Grund vorliegt, anzunehmen, daß die in den Tiefengesteinen und die in den Ergußgesteinen geologische Gestaltung gewinnenden Eruptivmagmen uranfänglich verschiedene seien, so sollte man glauben, es müsse für ein jedes Tiefengestein ein in chemischem und mineralogischem Sinne äquivalentes Ergußgestein geben, welches sich, den veränderten Verfestigungsbedingungen entsprechend, wesentlich nur durch seine Struktur unterschiede. Das ist jedoch nur in beschränktem Maße der Fall. Allerdings gibt es Ergußgesteine, die nach ihrem mineralogischen und chemischen Bestande je den Graniten, Syeniten, Elaeolithsyeniten, Dioriten usw. parallel stehen. Aber eine genauere Vergleichung der Quarzporphyre und Liparite mit den Graniten, der quarzfreien Porphyre und Trachyte mit den Syeniten, der Phonolithe mit den Elaeolithsyeniten, der Andesite mit den Dioriten usw. lehrt, dass im allgemeinen ein bestimmtes Ergußgestein sich jeweils von dem ihm entsprechenden Tiefengestein durch höheren Gehalt an Kieselsäure und Oxyden der einwertigen Metalle, durch geringeren Gehalt an Oxyden der zweiwertigen Metalle auszeichnet. Man kann das kurz so ausdrücken, daß ein Ergußgestein stets etwas acider ist, als das äquivalente Tiefengestein. Bei holokristalliner Entwicklung beider Gesteine muß demzufolge und ist auch das Ergußgestein spezifisch leichter, als das gleichwertige Tiefengestein. Dieser Unterschied in der Dichte kann natürlich noch bedeutend dadurch vergrößert werden, daß das Ergußgestein keine holokristalline Entwicklung erreicht, sondern hypokristallin ausgebildet wird.

Die Ursache dieser von den sauren nach den basischen Enden der Eruptivgesteinsreihen hin abnehmenden und zuletzt verschwindenden chemischen Differenz, welche mineralogisch natürlich ihren Ausdruck in der geringen Menge der nicht feldspatigen Gemengteile und in der größeren Prävalenz der Alkalifeldspate gegenüber den Kalknatronfeldspaten findet, läßt sich nicht etwa dadurch erklären, daß die Ergußgesteine auf ihrem Wege zur Erdoberfläche durch Einschmelzen von Teilen der Spaltenwände in dem angegebenen Sinne chemisch verändert würden. Dem widerspricht die Zusammensetzung der oberen Teile der Erdkruste. Es findet aber dieses Verhältnis eine naturgemäße Erklärung, wenn man annimmt, daß die chemischen Spaltungen innerhalb eines zu geologischer Gestaltung gelangenden Eruptivmagmas nicht ein einmaliger und plötzlich verlaufender Akt, sondern ein in den verschiedensten Perioden der Eruption sich wiederholender Vorgang sei. Für eine solche Annahme sprechen eine Menge der im Vorhergehenden erörterten Tatsachen, wie die gesetzmäßige Paragenesis der Tiefengesteine, die Begleitung bestimmter Tiefengesteinsformen durch bestimmte Ganggesteinstypen, die basischen konkretionären älteren Ausscheidungen, manche Kugelstrukturen usf. Je länger alsdann die Entwicklungsperiode eines Eruptivmagmas dauert, um so reiner werden die für jeden Typus charakteristischen Kerne hervortreten. — Man darf vielleicht auch die Vorstellung heranziehen, daß in den Eruptivmagmen während ihres langsamen Emporsteigens in den Spalten und während ihres Verharrens in denselben eine Differenzierung nach dem spezifischen Gewichte stattfinde, wie in einer Salzlösung, die längere Zeit in einem sehr hohen Becherglase in Ruhe bleibt. Dann müssen notwendig die als Tiefengesteine sich entwickelnden Teile eines Eruptivmagmas etwas basischer, alkaliärmer, an alkalischen Erden und Eisen reicher werden, als diejenigen Teile, welche an der Erdoberfläche zu Ergußgesteinen werden.

Wenn es für die normalen Tiefengesteine strukturell bezeichnend war, daß jeder ihrer Gemengteile nur innerhalb einer einzigen, kontinuierlichen Bildungsperiode zur kristallinen Ausscheidung gelangte, so ist es für die normal entwickelten Ergußgesteine charakteristisch, daß einer oder mehrere ihrer Gemengteile in wenigstens zwei zeitlich getrennten Perioden sich aus dem Eruptivmagma ausschieden, wobei je die ältere Generation sich gegenüber der oder den jüngeren meistens durch vollkommeneren Idiomorphismus, oft auch durch bedeutendere Dimensionen auszeichnet. Dieses Verhältnis führt bekanntlich in den prägnantesten Fällen zu einem, gewöhnlich auch makroskopischen, Gegensatz von Einsprenglingen (Individuen der älteren Generationen der Mineralbildungen) und Grundmasse (Gesamtheit der Kristallisationsprodukte der jüngeren Generationen zusammen mit eventuell vorhandenen, amorph erstarrten Kristallisationsrückständen). Es sollen nun diejenigen Strukturformen, welche in der eben erwähnten Wiederkehr oder Rekurrenz gleichartiger oder gleicher Mineralbildungen be-

gründet sind, als porphyrische Strukturen bezeichnet werden. Sie sind die für normale Ergußgesteine charakteristischen Strukturformen. Man hat daher wohl auch geradezu die Ergußgesteine als porphyrische bezeichnet, wie man ähnlich die Bezeichnungen Tiefengesteine und körnige, oder strenger genommen hypidiomorphkörnige als Synonyma betrachtet hat und betrachten kann.

Die Entwicklung der porphyrischen Struktur in den Ergußgesteinen ist die notwendige Folge von den Bildungsbedingungen derselben. Ihre Entwicklung ist keine rein intratellurische, wie diejenige der Tiefengesteine; bei ihnen folgt vielmehr auf die intratellurische noch die Effusionsperiode und man kann mit einer an volle Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit den Satz aufstellen, daß die Kristallisation der älteren Generation der Gemengteile (Einsprenglinge) sich wesentlich während der intratellurischen, diejenige der jüngeren Generation und die schließliche Verfestigung (Grundmasse) während der Effusionsperiode vollzieht. Die Richtigkeit dieses Satzes ergibt sich, abgesehen vom Studium des fertigen Gesteins, besonders aus dem Studium momentan gekühlter Teile fließender Lavamassen. Eine Lava ist im Momente ihres Ergusses nicht eine reine schmelzflüssige Lösung, sondern eine schmelzflüssige Lösung, in welcher größere oder kleinere Mengen ausgeschiedener Mineralien in idiomorpher Begrenzung schwimmen. Die Bedingungen, unter denen sich die kristalline Ausscheidung der älteren Gemengteilsgenerationen vollzieht, sind eingreifend verschieden von den Bildungsbedingungen der »Grundmasse«. Mit dem Austritt des Eruptivmagmas an die Erdoberfläche ändert sich, da mit abnehmendem Drucke der Wassergehalt desselben in rasch zunehmendem Maßstabe entweicht, die chemische Zusammensetzung; die Lava wird durch Abgabe ihres Wassergehalts mehr oder weniger plötzlich viel saurer. Zugleich aber beginnt mit der Effusion des Eruptivmagmas eine beschleunigte Temperaturabnahme und damit eine mehr oder weniger bedeutende Verringerung der Molekularbeweglichkeit. Diese Verhältnisse beeinflussen die Gesteinsentwicklung nach zweierlei Richtungen: einmal werden manche intratellurisch abgeschiedene Verbindungen durch die plötzlich stark zunehmende Acidität des Eruptivmagmas bestandsunfähig und erleiden demzufolge Resorptionen unter Abscheidung neuer, den veränderten Bedingungen entsprechender Salze; andererseits muß für die während der Effusionsperiode entstehenden kristallinen Ausscheidungen neben den für gemischte Lösungen geltenden Kristallisationsgesetzen auch die rasch sinkende Temperatur und die davon abhängige Löslichkeit bestimmend in den Prozeß der Gesteinsverfestigung eingreifen.

Es liegt demnach zwischen der Bildung der intratellurisch ausgeschiedenen Einsprenglinge und der mehr oder weniger kristallinen Verfestigung der Grundmasse allerdings ein Abschnitt, eine Art Hiatus in der Gesteinsentwicklung. Es wäre jedoch gewiß unrichtig, wollte man aus den Mengenverhältnissen der Einsprenglinge und der Grund-

masse einen strengen Schluß auf die im Augenblick der Eruption vorhandenen Mengen von ausgeschiedenen Verbindungen und schmelzflüssiger Mutterlauge ziehen. Vielmehr weisen manche Erscheinungen darauf hin, daß die intratellurisch gebildeten Einsprenglinge während der Effusionsperiode des Gesteins in der restierenden schmelzflüssigen Mutterlauge weiter wachsen können und wirklich weiter wachsen. Ja, man wird die in zentralen Teilen von Ergußgesteinen gar nicht seltene, und wohl wesentlich durch die langsame Abkühlung bedingte, holokristalline, bald hypidiomorph-, bald panidiomorph-körnige Struktur mit großer Wahrscheinlichkeit durch das stete Weiterwachsen der Einsprenglinge erklären dürfen.

Die angegebenen Verhältnisse bei der Entwicklung eines Ergußgesteines bedingen zugleich eine Anzahl weiterer, charakteristischer Unterschiede derselben gegenüber den Tiefengesteinen, wie die Häufigkeit ihrer Begleitung durch lose oder sekundär verfestigte Auswurfsmassen (Tuffe), die weite Verbreitung fluidaler Phänomene, und die zumal randlich auftretende Diskontinuität in der Raumerfüllung, die man als schlackige, blasige usw. oder Mandelsteinstruktur bezeichnet. Die Entwicklung von rundlichen, glattwandigen Hohlräumen in den Eruptivgesteinen, welche durch Entweichen von Gasen bedingt sind, haben zweifelsohne das Vorhandensein plastischer, schmelzflüssiger Substanz zur Voraussetzung.

Wenn nun allen normalen Ergußgesteinen gleichmäßig die porphyrische Struktur im Gegensatz zu der körnigen der Tiefengesteine als wesentlich zugesprochen werden muß, so ist dennoch die Art der Ausbildung dieser Struktur eine sehr wechselvolle. An dieser Stelle sollen nur solche Verhältnisse besprochen werden, welche in mehr oder weniger allen Familien der Ergußgesteine wiederkehren; auf eine oder wenige Familien beschränkte Einzelheiten werden am geeigneten Orte nachzuholen sein.

Zunächst ist in den Ergußgesteinen das Mengenverhältnis von Einsprenglingen (Ausscheidungen der älteren Generationen) und Grundmasse (jüngere Generationen und amorphe Kristallisationsrückstände) ein in weiten Grenzen schwankendes. Einsprenglinge wie Grundmasse können nicht nur in verschiedenen Gesteinen, sondern auch an verschiedenen Orten desselben Gesteinskörpers bis zu Null herabsinken. Dadurch vollziehen sich nach der einen Seite hin die Übergänge in körnige Struktur; das andere, entgegengesetzte Extrem ist sehr selten und führt z. T. auch zu körniger Struktur (bei holokristalliner Entwicklung), z. T. zu glasigen Gesteinsformen.

Da die Ergußgesteine aus denselben Mineralien sich zusammensetzen, wie die Tiefengesteine, so kann man ihre Gemengteile in dieselben vier Gruppen zusammenfassen: 1. Erze und akzessorische Gemengteile) Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz, Apatit, Zirkon, Titanit usw.), 2. die meistens farbigen, eisen- und magnesiahaltigen Silikate (Olivin, Glimmer, Amphibole, Pyroxene), 3. die farblosen feld-

spatigen, kalk- und alkalihaltigen Gemengteile (eigentliche Feldspate, Nephelin, Leucit, Melilith, Sodalith, Hauyn), 4. die freie Kieselsäure als Quarz.

Soweit diese Mineralien unter den Einsprenglingen, also in den älteren Generationen auftreten, ist die Reihenfolge allenthalben und stets diejenige, in welcher sie hier aufgeführt wurden. Setzen wir nun ein Ergußgestein von solcher chemischen Zusammensetzung voraus, daß alle die genannten vier Gruppen von Gemengteilen unter den Einsprenglingen gebildet werden konnten, so ist es hervorzuheben, daß keineswegs immer auch alle diese Gruppen in älteren, also intratellurischen Generationen auch wirklich erscheinen. Vielmehr fehlt oft eine oder gar mehrere dieser Gruppen; dabei herrscht jedoch fast ausnahmslos die Gesetzmäßigkeit, daß niemals eine frühere Gruppe fehlt, wenn eine spätere vorhanden ist. Diese Tatsache erklärt sich von selbst dadurch, daß die Effusion des Gesteins in einem Falle früher — mit Bezug auf seinen intratellurischen Entwicklungsgang — stattfand, als in einem andern Falle, so daß also im zweiten Falle ältere Mineralbildungen vorhanden sein werden, die im ersten fehlen.

Wenn schon bei den Tiefengesteinen hie und da Phänomene der magmatischen Resorption bestandunfähig gewordener älterer Ausscheidungen trotz der großen Stetigkeit in den Bildungsbedingungen dieser Felsarten nachgewiesen werden konnten, so müssen bei der mehr sprungartigen Entwicklung der Ergußgesteine, zumal bei dem plötzlichen Wasserverlust derselben in der Effusionsperiode derartige Erscheinungen als häufiger vorkommende zu erwarten sein. Die Erfahrung bestätigt das vollauf. Solche Resorptionsphänomene sind namentlich in der zweiten und vierten der oben aufgestellten Gruppen von Gemengteilen oft zu beobachten; sie fehlen aber keineswegs den andern zwei Gruppen, wenn schon sie hier im ganzen seltener sind.

Die in dem Eruptivmagma bereits in Kristallen ausgeschiedenen Einsprenglinge sind während des Ausbruchs und bei dem Erguß derselben über die Erdoberfläche bedeutenden mechanischen Einwirkungen unterworfen, die eine Zerbrechung derselben um so leichter bedingen werden, je anisometrischer ihre Gestalt ist und je viskoser die Mutterlauge wird. Diese Zerbrechungen unterscheiden sich von den durch Gebirgsdruck bedingten mechanischen Deformationen leicht dadurch, daß sie nie den Charakter von Quetschungen haben, also auch nie zu randlicher oder totaler Zertrümmerung führen und in ihrem Betrage nicht mit dem Orte wechseln, demnach auch z. B. keine sog. undulöse Auslöschung bedingen. Elastische Gemengteile, wie z. B. Glimmerkristalle können natürlich durch die Eruptionsvorgänge Verbiegungen und Knickungen erleiden, die in keiner Weise von den durch Gebirgsdruck hervorgerufenen Deformationen in gewissen Stadien zu unterscheiden sind.

Der Idiomorphismus der Einsprenglinge ist, von den besprochenen

Ausnahmen abgesehen, im allgemeinen allenthalben ein sehr vollkommener. Man kann es jedoch als einen Erfahrungssatz aufstellen, daß der Grad des Idiomorphismus der Einsprenglinge im umgekehrten Verhältnis zur kristallinen Entwicklung der Grundmasse steht. Diese Tatsache erklärt sich leicht, wenn man beachtet, daß eine unvollkommen kristalline Entwicklung der Grundmasse rasche Erstarrung der Mutterlauge voraussetzt. Dadurch wird die Periode magmatischer Resorptionen und also chemischer Deformationen abgekürzt und zugleich die Möglichkeit für ein längeres Weiterwachsen der Einsprenglinge genommen, wodurch gegenseitige Formverkümmerung eintreten könnte.

Die wesentlichsten Verschiedenheiten in der porphyrischen Struktur sind durch die Ausbildung der Grundmasse bedingt. Bei der Verfestigung derselben wirken sich offenbar zwei Momente entgegen: die zur Ausscheidung kristalliner Verbindungen führende chemische Verwandtschaft und die zu amorpher Erstarrung führende rasche Temperaturabnahme. Denken wir uns dies erste Moment sehr groß gegenüber dem zweiten, so wird die bei der Effusion noch vorhandene schmelzflüssige Mutterlauge in lauter kristalline Verbindungen zerfallen und wir haben eine holokristalline Grundmasse; die Struktur des Ergußgesteines heiße dann eine holokristallin-porphyrische. Wenn dagegen die Abkühlung nach der Eruption so rapide fortschreitet, daß die chemische Verwandtschaft nicht wirksam werden kann, so muß die noch vorhandene schmelzflüssige Mutterlauge amorph erstarren, wir erhalten eine glasige Grundmasse und das Ergußgestein hat vitroporphyrische Struktur. Es fehlen dann die jüngeren Generationen der Gemengteile mehr oder weniger vollständig. — Zwischen diesen beiden Ausbildungsformen in der Mitte steht die hypokristallin-porphyrische Struktur, bei welcher das Ergußgestein eine aus kristallinen Ausscheidungen und amorph erstarrten Teilen der Mutterlauge gemischte Grundmasse besitzt. Diese letztere Art der porphyrischen Struktur ist einer großen Mannigfaltigkeit der Ausbildung fähig, welche erst später zur Darstellung gelangen kann.

Die vergleichende mikroskopische Untersuchung der Gesamtheit aller Einsprenglinge einerseits mit Komponenten einer holokristallinen Grundmasse andererseits lehrt, daß die Rekurrenz gleicher oder gleichartiger Mineralbildungen, wie sie unter den Einsprenglingen auftreten, auch in der Grundmasse sich im allgemeinen nicht auf alle oben unterschiedenen vier Gruppen von Gemengteilen erstreckt. Es fehlt oft eine oder mehrere derselben und hier besteht, im Gegensatz zu dem oben aufgestellten Gesetz für die Einsprenglinge, die Regel, daß fast niemals eine frühere Gruppe von Gemengteilen in der Grundmasse auftritt, wenn eine spätere fehlt. Es sind ganz wesentlich die Gemengteile der Gruppen 3 und 4, welche wir in den Grundmassen antreffen; nur bei recht basischen Gesteinen geht die Rekurrenz der Generationen bis in die 2. und selten bis in die 1. Gruppe zurück. Ob und welche Unterschiede in der chemischen Konstitution zwischen

Gemengteilen der 2. Gruppe einer älteren und einer jüngeren Generation vorhanden seien, darüber liegen bisher nur wenige sichere Beobachtungen vor. So zeigen z. B. die Pyroxenmikrolithe der Grundmassen oft eine vollkommene Übereinstimmung aller Eigenschaften mit denen der äußeren Schalen der Pyroxeneinsprenglinge, wenn diese isomorphe Schichtung zeigen. Man hat dagegen bei der vergleichenden Untersuchung der Feldspate älterer und jüngerer Generationen in den verschiedensten porphyrischen Gesteinen teils es sicher nachweisen, teils es sehr wahrscheinlich machen können, daß die Acidität der verschiedenen Generationen im umgekehrten Verhältnis zu ihrem Alter steht.

Hieraus, sowie aus der Tatsache, daß im allgemeinen auch in der Grundmasse die Reihenfolge der Ausscheidungen in der oben angegebenen Sequenz verläuft, folgt, daß nicht nur während der Periode intratellurischer kristalliner Entwicklung stets der als Mutterlauge vorhandene Gesteinrest saurer ist, als das Gesamtgestein, sondern daß auch im Augenblick der Eruption und in jedem Abschnitt der Effusionsepoche diese Beziehung zwischen dem jeweils vorhandenen Reste schmelzflüssiger Mutterlauge (eventuell wasserfrei gedacht) und dem Gesamtgestein bestehen muß. Andererseits muß natürlich in jedem Augenblick der Gesteinsentwicklung die Summe der kristallinen Ausscheidungen basischer sein, als das Gesamtgestein. Letztere Differenz wird bei holokristalliner Entwicklung der Grundmassen immer kleiner werden, bis sie $= 0$ ist. — Soweit bisher chemische analytische Untersuchungen zur Kontrolle der hier aus der mikroskopischen Beobachtung abgeleiteten Verhältnisse vorliegen, liefern sie eine vollkommene Bestätigung. Es bedarf nicht der Erwähnung, daß natürlich metasomatische Vorgänge (Verwitterung) diese Verhältnisse trüben, ja sogar verwischen können.

Bei holokristallinen Grundmassen variiert die Modalität der Ausbildung wiederum, je nachdem die Gemengteile derselben alle eine mehr oder weniger vollkommen idiomorphe Begrenzung zeigen, oder eine solche nur einigen Gemengteilen zukommt oder endlich allen Gemengteilen fehlt. Die hieraus sich ergebenden Strukturverhältnisse der Grundmassen sollen nach Analogie der Tiefen- und Ganggesteine als panidiomorph-, hypidiomorph- und allotriomorph-körnig bezeichnet werden.

Die amorphen oder doch nicht streng nachweisbar kristallinen Teile hypokristalliner Grundmassen von Ergußgesteinen pflegt man nach Vorgang von Zirkel mit einem nicht gerade glücklich gewählten, aber ziemlich allgemein angenommenen Worte Basis zu nennen. Früher hatten Herm. Vogelsang und ich dieselben, allerdings auch nicht glücklich, als Magma bezeichnet und diese Benennung erscheint noch heute hie und da in der Literatur. Es ist besser, dieselbe ganz fallen zu lassen.

Aus Gründen, die in der historischen Entwicklung der Geologie

und Petrographie zu suchen sind, hat man die Ergußgesteine in eine ältere und jüngere Reihe gesondert, welche hier als paläovulkanische und neovulkanische Ergußgesteine bezeichnet werden sollen. Der Streit über die stoffliche und strukturelle Identität oder Verschiedenheit je zweier gleichwertiger paläo- und neovulkanischer Ergußgesteine, wie Quarzporphyre und Liparite, quarzfreie Porphyre und Trachyte, Melaphyre und Basalte usw. geht zurück bis fast in die Mitte des vorigen Jahrhunderts. Die fortschreitende Erkenntnis des stofflichen Bestandes hat gezeigt, daß weder im chemischen noch im Mineralbestande solcher Gesteinsgruppen ein Grund gefunden werden kann, sie in strenger Sonderung zu behandeln. Was man an Verschiedenheiten in dieser Hinsicht früher anzuführen pflegte, ist heute als sekundär festgestellt worden und erklärt sich zwanglos aus der durch das höhere Alter der paläovulkanischen Ergußgesteine bedingten längeren und intensiveren Einwirkung der Atmosphärilien und anderer Agentien und Kräfte. Wo diese Einwirkungen bei paläovulkanischen Ergußgesteinen nicht stattfanden, oder andrerseits bei den neovulkanischen Ergußgesteinen sich vollzogen, da wird heute kein Petrograph mehr behaupten, die sich entsprechenden Glieder der paläo- und der neovulkanischen Ergußgesteinsreihen stofflich unterscheiden zu können. Und ebensowenig wie im stofflichen Bestande findet man in der Struktur Gründe für eine Trennung.

Daß diese Erkenntnis heute ziemlich allgemein verbreitet ist, ergibt sich am deutlichsten aus der Tatsache, daß es keinem Geologen eingefallen ist, den paläovulkanischen Phonolithen, Leucittephriten usw. einen eignen Namen zu geben. Die natürliche Folge dieser Erkenntnis wäre es, von den verschiedenen Namen, womit wir die paläovulkanische und die neovulkanische Ausgestaltung eines und desselben Magmas bezeichnen, den einen fallen zu lassen. Aber auch hier scheint mir die gerade Linie nicht der kürzeste Weg zwischen zwei Punkten zu sein und es dürfte sich mehr empfehlen eine einheitliche Nomenklatur für die paläovulkanische und die neovulkanische Ergußgesteinsreihe von der langsamen Entwicklung zu erwarten, als sie auf einmal erzwingen zu wollen. Ein Unrecht aber wäre es, der richtigen Erkenntnis zuwider zu handeln und in der Darstellung zu trennen, was identisch ist.

Die Ergußgesteine in ihrer Gesamtheit stellen Reihen dar, welche den Reihen der Tiefengesteine derart parallel laufen, daß wir fast für jeden Typus der Tiefengesteine einen entsprechenden Typus bei den Ergußgesteinen oder wie ich mich ausdrücken möchte, ein effusives Äquivalent nachweisen können. Umgekehrt kannte man noch vor wenigen Jahren mehrere Ergußgesteinstypen (Leucitite und Leucitbasalte, Nephelinite und Nephelinbasalte usw.), zu denen die äquivalenten Tiefengesteinsformen zu fehlen schienen. Auch heute noch fehlen die Tiefengesteinsformen zu den Melilithgesteinen, manchen Typen der Trachydolerit-Reihe und der merkwürdigen Gruppe der [illegible]mprophyrischen Ergußgesteine.

Wie jedes Tiefengestein, so kann auch jedes Ergußgestein in Gangform auftreten, ohne dadurch ein Ganggestein zu werden, ja ein Ergußgestein ist ohne eine gang- oder schlotförmige Fortsetzung in die Tiefe gar nicht denkbar. Solche intrusive Nebenformen der Ergußgesteine — und das ist mit Entschiedenheit zu betonen — werden dadurch weder Gang- noch Tiefengesteine. Ein gangförmiger oder lakkolithischer Quarzporphyr kann nie ein Granitporphyr werden. Von diesem unterscheidet ihn stets die oben hervorgehobene chemische Differenz, das Zurücktreten der bivalenten Metalle und damit die Armut an femischen Gemengteilen. Ebensowenig kann er mit einem Aplit verwechselt werden; mit diesem hat er allerdings den stofflichen Bestand gemein, aber nicht die Struktur. Immerhin mag es zugegeben werden, daß die Unterscheidung eines intrusiven Trachyts von einem Bostonit, eines intrusiven Phonoliths usw. von einem Tinguait bei mangelhafter Erfahrung nicht immer ganz leicht sein kann.

Aus diesen Darlegungen ergibt sich für die Beschreibung der Ergußgesteine die folgende Gliederung.

1. Die effusiven Äquivalente der granitischen Gesteine; sie umfassen die unter dem Namen Liparit, Comendit, Pantellerit bekannten neovulkanischen und die Quarzporphyr und Quarzkeratophyr genannten paläovulkanischen Gesteine und sind bei normaler Ausbildung durch die Einsprenglingskombination Quarz-Alkalifeldspat in einer kryptomeren Grundmasse charakterisiert.

2. Die effusiven Äquivalente der syenitischen Gesteine; zu diesen gehören die neovulkanischen Trachyte und basischeren Pantellerite. Die neo- und paläovulkanischen Rhombenporphyre und die paläovulkanischen quarzfreien Porphyre und Keratophyre. In einer kryptomeren Grundmasse liegen herrschende Einsprenglinge von Alkalifeldspaten, während der Quarz fehlt.

3. Die effusiven Äquivalente der Elaeolith- und Leucitsyenite; es sind die vorwiegend neovulkanischen, z. T. auch paläovulkanischen Phonolithe und Leucitophyre. Als gemeinsamer Charakter ist das Auftreten von Nephelin und Leucit neben Alkalifeldspaten als Einsprenglinge in einer kryptomeren Grundmasse zu betonen.

4. u. 5. Die effusiven Äquivalente der dioritischen Gesteine und einer noch unbekannten Gruppe foyaitischer Tiefengesteine; hieher gehören die neovulkanischen Dacite und Andesite, die paläovulkanischen Quarzporphyrite und Porphyrite und die Trachyandesite. Sie enthalten Einsprenglinge von Kalknatronfeldspaten, welche von Biotit, Amphibol oder Pyroxen begleitet werden in einer dichten Grundmasse. Es gibt einen quarzhaltigen und einen quarzfreien Typus, die in dieser neuen Auflage in getrennten Kapiteln behandelt wurden.

6. Die effusiven Äquivalente der Gabbrogesteine; das sind die neovulkanischen eigentlichen Basalte, die paläovulkanischen

Melaphyre und Diabase mit ihren Unterarten. Die charakteristische Kombination eines basischen Kalknatronfeldspates mit Augit und ein sehr verbreiteter Olivingehalt sind bezeichnend.

7. Die effusiven Äquivalente der normalen Peridotite und Pyroxenite; das sind die als Pikrite und Pikritporphyrite bekannten paläovulkanischen Gesteine.

8. Die effusiven Äquivalente der Essexite und verwandter, noch nicht aufgefundener Tiefengesteine; man hat erst in neuerer Zeit gelernt, die hierher gehörigen Gesteinsformen, welche wir als Trachydolerite zusammenfassen, von den Andesiten, Basalten und Melaphyren zu trennen.

9. Die effusiven Äquivalente der Shonkinite und Theralithe; sie werden Tephrite genannt, wenn sie olivinfrei sind, Basanit, wenn olivinhaltig.

10. Die effusiven Äquivalente der Missourite und Fergusite. Das sind die als Leucitgesteine zusammengefaßten Leucitite und Leucitbasalte.

11. Die effusiven Äquivalente der Ijolithe und Bekinkinite, welche in ihrer Gesamtheit Nephelingesteine, wenn olivinfrei, Nephelinite, wenn olivinhaltig, Nephelinbasalte genannt werden.

12. Die Familie der Melilithgesteine, zu denen das entsprechende Tiefengestein noch nicht aufgefunden wurde.

13. Die effusiven Äquivalente der alkalischen Peridotite und Pyroxenite; dahin gehören die neovulkanischen Limburgite und Augitite, jedenfalls zum größten Teil, wenn nicht insgesamt.

14. Die lamprophyrischen Ergußgesteine, die erst in neuester Zeit eine zutreffende Würdigung ihrer charakteristischen Eigenschaften gefunden haben. Stoffliche Äquivalente derselben fehlen anscheinend bei den Tiefengesteinen, finden sich aber bei den Ganggesteinen.

Die losen, oder doch ursprünglich lose gewesenen und erst später verkitteten Auswurfsmassen (Aschen, Sande, Tuffe) werden je am Schluß der Gesteinsfamilie behandelt, zu der sie gehören.

Die Familie der Quarztrachyte und Quarzporphyre.

Literatur.

A. D'ACHIARDI, Della trachite e del porfido quarziferi di Donatico presso Castagneto nella prov. di Pisa. Atti Soc. Tosc. Sc. nat. Pisa. VII. 1885.

GIO. D'ACHIARDI, Roccie errutive del bacino boratifero di Sultan-Tchaïr. Proc. verb. Soc. tosc. Sc. nat. Pisa. 1894.

— Descrizione di alcune rocce della Colonia Eritrea raccolte dal Dr. G. BARTOLOMEI GIOLI. Atti Soc. tosc. di Sc. nat. Pisa 1902. Mem. XVIII.

S. ALLPORT, On the microscopic structure of the pitchstones and felsites of Arran. Geol. Mag. 1872. IX. 1—9 und 536—545.

— On certain ancient divitrified pitchstones and perlites from the lower Silurian district of Shropshire. Q. J. G. S. 1877. 23. May und Geol. Mag. (2.) IV. No. 157. 332. July 1877.

— Note on the pitchstones of Arran. Geol. Mag. 1881. Oct. (2.) VIII. No. 208. 438.

L. v. AMMON, Petrographische Ergebnisse der Reise des Herrn R. OBERHUMMER in Kleinasien, nebst allgemeinen geologischen Bemerkungen. Aus: R. OBERHUMMER und H. ZIMMERER, Durch Syrien und Kleinasien. Berlin 1899.

W. ANDERSON, Petrographical notes on the eruptive rocks connected with the Silver-bearing lodes at Sunny Corner, near Bathurst, New South Wales. Geol. Survey of New South Wales. Records I. 1. 16. Sydney 1889.

— On the general geology of the South Coast, with petrological notes on the intrusive granites and their associated rocks around Moruya, Mount Dromedary and Cobargo, ibidem. II. 4. 141. Sydney 1892.

A. ANDREAE und A. OSANN, Die Porphyrbreccie von Dossenheim. Mitteil. d. Großh. Bad. geol. Landesanstalt. Bd. II. 1892. 365.

— Erläuterungen zu Blatt Heidelberg der geologischen Spezialkarte des Großh. Baden. Heidelberg 1896.

E. C. ANDREWS, A preliminary note on the Structure of Mount Lindsay. Records N. S. Wales geol. Survey. Vol. VII. part. III. 238. Sydney 1903.

FR. ARNO ANGER, Mikroskopische Studien über die klastischen Gesteine. T. M. M. 1875. Heft 3.

E. ARTINI, Appunti petrografici sopra alcune roccie italiane. Rend. R. Istituto Lombardo. 1891. (2.) XXV. fasc. 18—19.

— Sopra alcune rocce dei dintorni del lago d'Orta. Rendic. Istit. Lombardo. (2.) XXV. fasc. 14. Milano 1892.

H. ARSANDAUX, Contributions à l'étude des roches sodiques de l'Est-Africain. C. R. 1903. CXXXVII. 876.

— Sur l'extension des roches alcalines dans le bassin de l'Aouache. C. R. 1905. CXL. 449.

— Contributions à l'étude des roches alcalines de l'Est-Africain. Compt. Rend. Scientif. de la Mission DUCHESNE-FOURNET. Paris 1906.

H. BÄCKSTRÖM, Über angeschwemmte Bimssteine und Schlacken der nordeuropäischen Küsten. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handl. 1890. XVI. Afd. II. No. 5.

— Beiträge zur Kenntnis der isländischen Liparite. G. F. i Stockh. Förhdl. 1891. XIII. 637.

Ch. Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882.
— Filons de la Rade de Brest. Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 694.
F. Bascom, The structures, origin and nomenclature of the acid volcanic rocks of South Mountain. Journ. of Geol. vol. I. No. 8. 813. Chicago 1893.
— The ancient volcanic rocks of South Mountain, Pennsylvania. U. S. geol. Survey Bull. No. 136. Washington 1896.
— Volcanics of Neponset Valley. Massachusetts. Bull. Geol. Soc. Amer. 1900. XI. 115.
— The geology of the crystalline rocks of Cecil County. Maryland geological Survey. Baltimore 1902.
Ch. E. W. Bateson, The Mojave Mining District of California. Transact. Amer. Inst. of Mining Engineers. 1906. 65.
Max Bauer, Beiträge zur Geologie der Seychellen. Sitzungsber. d. Ges. zur Beförderung d. ges. Naturw. Marburg 1897. No. 1.
R. Beck, Erläuterungen zu Sektionen Sayda, Nassau, Pirna der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1886, 1887, 1892.
Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. (In H. Abich, Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1.) Westhälfte. Wien 1882. 329–364.
— Notizen aus dem niederösterreichischen Waldviertel. T. M. P. M. 1885. VII. 250.
Geo. F. Becker, Geology of the quicksilver deposits of the Pacific Slope. Monographs U. S. geol. Survey. XIII. Washington 1888.
H. Behrens, Mikroskopische Untersuchung des Pechsteins von Corbitz. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. 1871. XXI. 267.
— Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verhd. Kon. Akad. XXIII. Amsterdam 1884.
E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Straßburg i. E. 1879—81.
A. Bergeat, Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. T. M. P. M. 1892. XII. 263.
— Zur Kenntnis der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. Z. D. G. G. 1894. XLVI. 131.
— Die äolischen Inseln (Stromboli, Panaria, Salina, Lipari, Vulcano, Filicudi und Alicudi) geologisch beschrieben. München 1899. Abhandl. k. bayer. Akad. d. Wiss. II. 6. XX. Bd. 1. Abt.
J. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.
— Etude géologique du massif ancien situé au sud du plateau central. Paris 1889.
W. Bergt, Beiträge zur Petrographie der Sierra Nevada de Sta. Maria und der Sierra de Perijá in Columbia. T. M. P. M. 1888. X. 271.
— Die älteren Massengesteine, kristallinen Schiefer und Sedimente. In: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika. Geologische Studien in der Republik Columbia. II. Berlin 1899.
S. Bertolio, Note sur quelques roches des Collines Euganéennes. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XXI. 406. 1893.
— Studio micrografico di alcune roccie dell' Isola di San Pietro (Sardegna). Boll. Com. geol. d'Italia. 1894. No. 4.
— Sulle Comenditi, nuovo grupo di rioliti con aegirina. Rend. R. Accad. Lincei. 1895. (5.) IV. 48.
— Contribuzione allo studio dei terreni vulcanici di Sardegna. Boll. R. Com. geol. Italia 1896. 180.
— Appunti geologico-minerari sull' Isola di S. Pietro (Sardegna). Ibid. 1896. 405.
F. Beyschlag, Geognostische Skizze der Umgegend von Crock im Thüringer Wald. Zeitschr. f. d. ges. Nat. LV. Halle 1882.
F. Bier, Petrographische Untersuchung von Gesteinen aus Südarabien. Denkschr. d. math. naturw. Klasse d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. LXXI. 303. 1906.

A. Bodmer-Beder, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen der Somali-Halbinsel, Ostafrika. Vierteljahrsschrift naturf. Ges. Zürich 1894. XXXIX. Heft 2.
— Die Erzlagerstätten der Alp Puntaiglas im Bündner Oberland und ihre Felsarten, petrographisch beschrieben. N. J. B. B. XI. 1897. 217.
Hugo Böckh, Vorläufiger Bericht über die Altersverhältnisse der in der Umgebung von Selmeczbanya vorkommenden Eruptivgesteine. Földt. Közl. 1901. XXXI. 365.
H. Böckh und Fr. Schafarzik, Über das Alter des Quarzporphyrs der Windgälle. Supplement zum Földt. Közl. 1902. XXXII. 387.
T. G. Bonney, On certain rock-structures, as illustrated by pitchstones and felsites of Arran. Geol. Mag. (2.) IV. No. 161. November 1877. 499—511.
— Note on the microscopic structure of some Welsh rocks. Q. J. G. S. XXXIV. 1878. No. 133. 144—146.
— Note on the felsite of Bittadon, N. Devon. Geol. Mag. (2.) V. No. 167. 207—209.
— On the quartz-felsites and associated rocks at the base of the Cambrian series in north-eastern Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1879. XXXV. No. 138. 309—321.
— On some nodular felsites in the Bala Group of North-Wales. Q. J. G. S. XXXVIII. 1882. 289—296.
T. G. Bonney and John Parkinson, On primary and secondary devitrification in igneous rocks. Q. J. G. S. 1903. LIX. 429.
Em. Bořicky, Der Glimmerpikrophyr, ein neues Gestein, und die Libsičer Felswand. T. M. P. M. 1878. I. 493—516.
J. G. Bornemann, Von Eisenach nach Thal und Wutha. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin 1884. 383—409.
M. Boule, Description géologique du Velay. Bull. du Service de la Carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.
W. S. Boulton, The igneous rocks of Pontesford Hill (Shropshire). Q. J. G. S. 1904. LX. 450.
R. Bréon, Notes pour servir à l'étude de la géologie de l'Islande et des îles Foeroe. Paris 1884.
W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882.
L. Bucca, Studio petrografico su alcune roccie dell' Iglesiente, Sardegna. Roma 1888. Aus: Mem. descritt. della Carta geol. d'Italia. IV.
— L'età del granito di Monte Capanne (Isola d'Elba). Giorn. Sc. nat. ed econom. Palermo 1892. XXI.
— Contribuzione allo studio geologico dell' Abissinia. Atti Accad. Gioen. di Sc. nat. Catania. (4.) IV. 1892.
— Contribuzione allo studio petrografico dell' agro Sabatino e Cerite (prov. di Roma). Boll. R. Com. geol. Roma. 1886. No. 5 u. 6.
H. Bücking, Der nordwestliche Spessart. Abhandl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 12. Berlin 1892.
— Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlungen des geol. Reichsmuseums in Leiden. (1.) VII. 27. Leiden 1902.
— Über Porphyroidschiefer und verwandte Gesteine des Hinter-Taunus. Bericht der Senckenbergischen Naturf.-Ges. in Frankfurt a. M. 1903. 155.
— Zur Geologie von Nord- und Ost-Sumatra. Sammlungen des geol. Reichsmuseums in Leiden. Serie 1. Bd. VIII. 1. Leiden 1904.
— Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden der geologischen Karten von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Berlin 1906.
L. Busatti, I porfidi della miniera di Tuviois nel Sarrabus (Sardegna). Atti Soc. tosc. Sc. nat. Pisa. 1892. XII.
— Contribuzioni chimico-mineralogiche e petrografiche. Atti Soc. tosc. Sc. nat. Pisa. Memorie XIII.
K. Busz, On the occurence of Corundum, produced by Contact-Metamorphism, on Dartmoor. Geol. Mag. 1896. 492.

K. Busz, Mitteilungen über den Granit des Dartmoor Forest in Devonshire, England, und einige seiner Kontaktgesteine. N. J. B. B. XIII. 1899. 109.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bollet. de la Comision del mapa geológ. de España. IX. 1882.

Frank C. Calkins, Contributions to the petrography of the John Day Basin. Univ. of California Publ., Bull. Dep. of geology III. 109. Berkeley 1902.

Thom. C. Cantrill and Herb. H. Thomas, On the igneous and associated sedimentary rocks of Llangynog (Caermarthenshire). Q. J. G. G. LXII. 223. 1906.

J. H. Caswell, Microscopical petrography of the Black Hills of Dakotah. Washington 1880.

C. de Castro, Descrizione geologico-mineraria della zona argentifera dell Sarrabus. Roma 1890.

Al. Cathrein, Pechsteinporphyr von San Lugano. N. J. 1883. II. 185—186.

— Beiträge zur Petrographie Tirols. N. J. 1887. I. 167.

C. Chelius, Zur Kenntnis der älteren porphyrischen Gesteine des nördlichen Odenwaldes. Notizblatt des Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1885. 4. Folge. Heft V. 29—38.

— Erläuterungen zu Blatt Messel und Roßdorf der geolog. Karte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1886.

C. Chelius und Chr. Vogel, Erläuterungen zu Blatt Groß-Umstadt der geolog. Karte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1894.

I. Chelussi, I porfidi quarziferi del Colle di Buccione e del Monte Mesma sul Lago d'Orta. Giorn. di min., crist. e petrogr. 1890. I. 3. Pavia.

— Alcuni porfidi di Borgosesia. Giorn. di min., crist. e petrogr. 1892. III. 2. Pavia.

— Alcune rocce dell' Isola di Samos. Giorn. di min., crist. e petrogr. 1893. IV. Pavia.

J. Morgan Clements, The volcanics of the Michigamme District of Michigan. Journal of geology. Chicago. III. 801. 1905.

— The Vermilion iron-bearing district of Minnesota. U. S. geol. Survey, Monograph XLV. Washington 1903.

J. Morgan Clements and H. Lloid Smyth, The Crystal Falls iron-bearing district of Michigan, with a chapter on the Sturgeon-River tongue by W. S. Bayley and an introduction by Ch. R. Van Hise. XIX. Annual Report U. S. geol. Survey. Washington 1899.

E. Cohen, Die zur Dyas gehörigen Gesteine des Odenwalds. Heidelberg 1871.

— Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bai im östlichen Süd-Afrika. II. Jahresber. d. geograph. Ges. in Hamburg. 1875.

— Kontakterscheinungen an den Liparit-Lakkolithen der Gegend von Platigorsk im nördlichen Kaukasus. Mitt. d. naturw. Ver. für Neu-Vorpommern und Rügen. XXXI. 1899.

E. Cohen und W. Deecke, Über Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. Mitt. d. naturw. Ver. für Neu-Vorp. u. Rügen. 1891. XXIII. 1. Fortsetzung ibidem 1896.

Grenville A. J. Cole, On hollow spherulites and their occurrence in ancient british lavas. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 162. 162—169.

— On the alteration of coarsely spherulitic rocks. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 166. 183—192.

— The rhyolites of Wuenheim. Geol. Mag. 1887. July. (3.) IV. No. 277. 299.

— On lithophyses and hollow spherulites in altered rocks. Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 443.

— Devitrification of cracked and brecciated obsidian. Min. Mag. 1891. IX. 272.

— The rhyolites of the County of Antrim. Scientif. Trans. Roy. Dublin. Soc. 1896. (2.) VI. 77.

— On the geology of Slieve Gallion in the County of Londonderry. Scientif. Trans. Roy. Dublin. Soc. 1897. (2.) VI. 213.

Gr. A. J. Cole and A. V. Jennings, The northern slopes of Cader Idris. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 179. 422.

Gr. A. J. Cole and G. W. Butler, On the lithophyses in the obsidian of the Rocche Rosse, Lipari. Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 438.
Geo. S. Corstorphine, Über die Massengesteine des südlichen Teiles der Insel Arran, Schottland. T. M. P. M. 1895. XIV. 443.
E. Cortese e V. Sabatini, Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie. Mem. descritt. della Carta geol. d'Italia. VII. Roma. 1892.
A. Cossa ed E. Mattirolo, Sopra alcune roccie del periodo siluriano nel territorio d'Iglesias. Atti R. Accad. Torino. 1881. XVI.
G. R. Credner und E. Dathe, Erläuterungen zu Sektion Leisnig der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879.
Ch. Whitman Cross, Studien über bretonische Gesteine. T. M. P. M. 1880. III. 369.
— On Sanidine and Topaz etc. in the Nevadite of Chalk Mountain, Colorado. Amer. Journ. XXVII. Febr. 1884. 94.
— On the occurrence of topaze and garnet in lithophyses of rhyolite. Amer. Journ. June 1886. XXXI. No. 186. 432—438.
— Petrography of the Leadville region. Monograph XII. U. S. geol. Survey. Washington 1887.
— On some eruptive rocks from Custer Co., Col. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1887. 228.
— Geology of the Rosita Hills, Custer Co., Col. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1890. 269.
— Constitution and origin of spherulites in acid eruptive rocks. Philos. Soc. of Washington. Bulletin XI. 411. 1891.
— Alunite and diaspore from the Rosita Hills, Col. Amer. Journ. 1891. XLI. 466.
— On a series of peculiar schists near Salida, Colorado. Proceed. Color. Scient. Soc. Denver. 1893. 1.
J. Curie et G. Flamand, Étude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie 1889.
P. H. Dahms, Über einige Eruptivgesteine aus Transvaal in Süd-Afrika. N. J. 1890. B.-B. VII. 90.
K. Dalmer, Die Quarztrachyte von Campiglia und deren Beziehungen zu granitporphyrartigen und granitischen Gesteinen. N. J. 1887. II. 206. — cf. B. Lotti. Boll. Com. geol. d'Italia. 1887. 27.
— Erläuterungen zu Sektionen Thallwitz, Auerbach-Lengefeld, Planitz-Ebersbrunn, Treuen-Herlasgrün, Tanneberg, Altenberg-Zinnwald der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1883—1894.
K. Dalmer und R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Wilsdruff-Potschappel der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.
K. Dalmer, J. Hazard und A. Sauer, Erläuterungen zu Sektion Leipzig der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1882.
Br. Dammer, Das Rotliegende der Umgegend von Altenburg in Sachsen-Altenburg. Jahrb. kön. Pr. geol. Landesanstalt für 1903. XXIV. 291. Berlin 1904.
A. Dannenberg, Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer. T. M. P. M. 1904. XXIII. 1.
N. H. Darton and Arth. Keith, On dykes of felsophyre and basalt in paleozoic rocks in Central Appalachian Virginia. Amer. Journ. 1898. VI. 305.
E. Dathe, Erläuterungen zu Sektion Döbeln der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879.
— Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. Abhandl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 13. 1892.
T. Davies, Note on a rock-specimen from the centre of the so-called porphyritic mass to the East of Tall-y-Sarn. Q. J. G. S. 1878. XXXIV. No. 133. 152.
— Preliminary note on old rhyolites from Rouley-Bay, Jersey. Min. Mag. 1879.
E. Delesse, Recherches sur le porphyre quartzifère. Bull. soc. géol. Fr. (2.) VI. 629. 1849.
— Recherches sur les roches globuleuses. Mém. de la soc. géol. de Fr. (2.) IV. 1852. 301—364.

DEPRAT, Sur l'existence en Corse de porphyres quartzifères alcalins et sur un remarquable gisement d'orthose. C. R. 1906. CXLIII. 753.
— Les formations néovolcaniques antérieures au Miocène dans le nord-ouest de la Sardaigne. C. R. 1907. LXLV. 208.
VERA DE DERWIES, Recherches géologiques et pétrographiques sur les Laccolithes des environs de Piatigorsk (Caucase du Nord). Génève 1905.
J. S. DILLER, The felsites and their associated rocks. Proceed. Boston. Soc. nat. hist. 1880. XX. 355–368.
— Origin of Paleotrochis. Amer. Journ. 1899. VII. 337.
CORN. DOELTER, Über einige Trachyte des Tokay-Eperieser Gebirges. T. M. M. 1874. 212.
— Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien. XXXVI. 1875.
— Die Produkte des Vulkans Monte Ferru. Ibid. XXXIX. 1878.
R. v. DRASCHE, Zur Kenntnis der Eruptivgesteine Steiermarks. T. M. M. 1873. 1.
— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien 1878.
ERNST DÜLL, Petrographische Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem Gebiet zwischen Glan und Lauter. In: K. BURCKHARDT. Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter (bayer. Rheinpfalz). Geognostische Jahreshefte. XVII. Jahrgang. München 1905. 63.
— Ergebnisse petrographischer Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem rheinpfälzischen Gebiet zwischen Glan und Lauter. Ebenda. 235.
L. DUPARC et FRANCIS PEARCE. Les porphyres quartzifères du Val Ferret. Arch. Sc. phyt. et nat. 1897. (4.) IV. 1.
— Sur les plagioliparites du Cap Marsa (Algérie). C. R. 2. Januar 1900.
— Les roches éruptives des environs de Ménerville (Algérie), Etude pétrographique, Etude géologique par Ét. Ritter. Mémoires de la Société de phys. et d'hist. nat. de Génève. 1900. XXXIII. No. 2.
R. WING EASTON, Een geologische verkenning in de Tobalanden. Bijdrage tot de geologi van Sumatra. Jaarb. van het Mijnwezen in Nederl. Oost-Indië. 1894 XXIII. 157.
H. ECK, Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abhandl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 6. Berlin 1892.
FR. EICHSTÄDT, Om uralitdiabas, en följeslagare till gangformigt uppträdande småländska quartzporfyrer. G. F. i St. Forhdl. 1883. VI. No. 84. 700–706.
FR. EIGEL, Über einige trachytische Gesteine von der Insel S. Pietro. T. M. P. M. 1886. VIII. 62.
— Über einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. T. M. P. M. 1886. VIII. 73.
E. ELICH, Die vulkanischen Gesteine der Ost-Kordillere vom Pamba-Marca bis zum Antisana. W. REISS: Ecuador 1870—1874. I. Berlin 1901.
J. V. ELSDEN, On the igneous rocks occurring between St. David's Head and Strumble Head (Pembrokeshire). Q. J. G. S. 1905. LXI. 579.
B. K. EMERSON, Alaska. The results of the HARRIMAN Alaska-Expedition. Vol. IV. General Geology. Notes on the stratigraphy and igneous rocks. With petrographic notes by CH. PALACHE.
ALPH. ERENS, Note sur les roches cristallines recueillies dans les dépôts de transport situés dans la partie méridionale du Limbourg Hollandais. Ann. Soc. géol. de Belg. 1889. XVI. Mém.
L. ERÖS, Die Trachyte und Granite Ost-Serbiens. (Auszug in F. K. 1894. XXIV. 348.)
H. W. FAIRBANKS, The geology of Point Sal. Univ. of California. Bull. Dep. of geology 1896. II. 1.
OLIVER C. FARRINGTON, Observations on the geology and geography of Western Mexico including an account of the Cerro Mercado. Field Columbian Museum. Geol. Series II. No. 5. Chicago 1904.
J. FELIX und H. LENK, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. II. Teil. Leipzig 1898.

W. F. Ferrier, Notes on the microscopical structure of some rocks from the Labrador Peninsula. Geol. Survey of Canada. Annual Report VIII. N. S. 1895. 335.
W. v. Fircks, Die Zinnerzlagerstätten des Mount Bischoff in Tasmanien. Z. D. G. G. 1899. LI. 431.
H. Fischer, Ein eigentümliches Maschengewebe im Granit. N. J. 1868. 722.
G. Flink, Kraflit från Krafla. Bihang till K. Svenska Vet. Akad. Handl. 1886. 64.
H. Förstner, Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia. Roma 1881.
— Über die Feldspäte von Pantelleria. Z. X. 1883. VIII. 133.
H. v. Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1880. II. 449—488.
— Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.
— Über korundführenden Quarzporphyr von Teplitz. Verhdl. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888. No. 8. 178.
F. Fouqué, Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894 XVII. 983.
F. Fouqué et A. Michel-Lévy, Note sur le perlitisme. Bull. Soc. min. Fr. 1878. I. 17.
— Sur quelques faits nouveaux de perlitisme des roches et sur la reproduction artificielle des fissures perlitiques. C. R. 25 mai 1878.
H. G. Francke, Die Porphyre des Bergstalles und der Traschke bei Wechselburg im Königreich Sachsen. Festschrift zu der im September 1898 stattfindenden Einweihung des neuen Gebäudes der städtischen Realschulen zu Rochlitz.
H. Francke, Studien über Kordillerengesteine. Apolda 1875.
H. Frey, Zur Heimatbestimmung der Nagelfluh. Bern 1892.
Arch. Geikie, The history of volcanic action during the tertiary period in the British Isles. Transact. Roy. Soc. Edinburgh. XXXV. 2. 1888.
E. Geinitz, Über einige Lausitzer Porphyre und Grünsteine, sowie den Basalt aus dem Stolpener Schloßbrunnen. Isis 1886.
A. de Gennes et A. Bonard, Les roches volcaniques du Protectorat des Somalis. C. R. 1900. CXXXI. 196.
D. Gerhard, Geologische Mitteilungen aus dem Gebweiler Tal. II. Die Felselen: ein Felsit. Programm des Realprogymnasiums in Gebweiler, Kolmar 1877 und III. Gebweiler 1880.
— Der Pyromerid von Wuenheim. Ber. XXIV. Vers. Oberrhein. geolog. Ver. 21. Mai 1891.
Frank. A. Gooch, Bimsstein von Indefatigable und Abingdon (Gallópagos). T. M. M. 1876. 137.
H. V. Graber, Der Maschwitzberg bei Habstein in Nordböhmen. Jahresber. der Staats-Realschule in B.-Leipa für das Schuljahr 1906—1907.
F. F. Graeff, Studien am Montblanc-Massiv. Z. D. G. G. 1890. XLII. 601.
H. Grebe, Erläuterungen zu Blatt Wahlen und Lebach der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1889.
H. Grebe, A. Leppla und F. Rolle, Erläuterungen zu Blatt Hohfelden, Freisen und Birkenfeld der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.
A. v. Groddeck, Dritter Beitrag zur Kenntnis der Zinnerzlagerstätte des Mount Bischof in Tasmanien. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 78.
F. N. Guild, Petrography of the Tucson Mountains, Pima Co. Arizona. Amer. Journ. 1905. XX. 313.
C. W. Gümbel, Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München 1874.
— Der Pechsteinporphyr in Südtirol. S. M. A. 1876. 271—291.
— Das Gebirge von Lugano. Ibidem. 1880. IV. 569—596.
— Geologische Mitteilungen über die Mineralquellen von St. Moritz im Oberengadin und ihre Nachbarschaft nebst Bemerkungen über das Gebirge bei Bergün und die Therme von Pfäffers. Ibidem. 1893. XXIII. 19.
G. Gürich, Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. Z. D. G. G. XXXIV. 1882. 691—734.

Hjalmar Gylling, Notes on the microscopical structure of some eruptive rocks from Armenia and the Caucasus. Min. Mag. VII. 155. 1887.

E. Haase, Kann der Porphyr von Schwertz als die Urform der hallischen Porphyre betrachtet werden? Zeitschr. f. Naturw. LXXVII. 345. 1905.

Arn. Hague, Abstract of report on the geology of the Eureka District, Nevada. Washington 1883.

— The geology of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey Monographs. vol. XX. Washington 1892.

Arn. Hague and Jos. P. Iddings, Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Amer. Journ. XXVII. No. 162. June 1884.

T. Harada, Das Luganer Eruptivgebiet. N. J. B.-B. II. 1—48. 1882.

— Die japanischen Inseln. I. Berlin 1890.

A. Harker, The Bala volcanic series of Caernarvonshire and associated rocks. Cambridge 1889.

— The tertiary igneous rocks of Skye, with notes by C. T. Clough. Glasgow 1904.

A. Harker and J. E. Marr, The Shap Granite and the associated igneous and metamorphic rocks. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 266.

J B. Hastings and Ch. P. Berkey, The geology and petrography of the Goldfield Mining District, Nevada. Transact. Amer. Inst. of Mining Engineers. March 1906. 295.

Fr. H. Hatch, Memoir on sheets 138 and 139 of the Map of the geological Survey of Ireland. 1888.

— On the occurrence of soda-felsites (Keratophyres) in Co. Wicklow, Ireland. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 296. 70.

— Lower Silurian felsites of the South-East of Ireland. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 306. 545.

— A geological survey of the Witwatersrand and other districts in the Southern Transvaal. Q. J. G. S. 1898. LIV. 73.

G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord 1878. 175—188.

Er. Haworth, A contribution to the archaean geology of Missouri. Minneapolis 1888.

— The age and origin of the cristalline rocks of Missouri. Geol. Survey of Missouri. 1891. Bull. No. 5. 9.

J. Hazard, Erläuterungen zu Sektionen Lausigk, Dahlen, Löbau-Neusalza, Kühnhaide-Sebastiansberg der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1881—1888.

H. Hedström, Studier öfver bergarter från morän vid Visby. G. F. i St. Förhdl. 1894. XVI. 247.

A. Heim, Die Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Mit einem Anhang von petrograph. Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Lieferung 25. Bern 1891.

J. Heinemann, Die kristallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

R. Helmhacker, Über einige Quarzporphyre und Diorite aus dem Silur von Böhmen. T. M. M. 1877. 179—204.

R. Herrmann, Das Kulmgebiet von Lenzkirch im Schwarzwald. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. VII. 1. 1892.

O. Herrmann und R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Hinterhermsdorf-Daubitz der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1897.

A. Hettner und G. Linck, Beiträge zur Geologie und Petrographie der kolumbianischen Anden. Z. D. G. G. 1888. XL. 205.

Edw. Hill and T. G. Bonney, On the north-west region of Charnword Forest. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 78.

Lionel W. Hinxman, Note on specimen of spherulitic felsites from Glen Feshie. Transact. Edinburgh geol. Soc. 1901. VIII. I. 114.

B. Hobson, On the igneous rocks of the South of the Isle of Man. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 432.

A. G. Högbom, Zur Petrographie der kleinen Antillen. Bull. geol. Instit. of Upsala. VI. 214. 1905.

T. H. Holland, On rock-specimens from Korea. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 171.

N. O. Holst, Rhyoliter vid Sjön Mien. Sveriges geol. Undersökning. Ser. C. No. 110. 1890.

Aug. Hoppe, Über einige Eruptivgesteine aus dem mexikanischen Staat Puebla. In: Felix und Lenk, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. II. Teil, 3. Heft. 205.

Ferd. Hornung, Zur Kenntnis des Gangsystems des Auerberges im Harze und der Füllung desselben. Z. D. G. G. 1890. XLII. 233.

— Beitrag zur Kenntnis der Ostharzer Eruptivgesteine. P. M. P. M. 1893. XIII. 373.

A. W. Howitt, Notes on the geological structure of North Gippsland. Geolog. Survey of Victoria. IV. 1877. 75—117. Melbourne and London.

— Notes on the devonian rocks of North-Gippsland. Ibidem. III. 181—249. V. 117—147.

Lucius L. Hubbard, Keweenaw Point with particular reference to the felsites and their associated rocks. Geol. Survey of Michigan. VI. part 2. Lansing 1898.

H. Hubert, Sur les roches éruptives rapportées par la Mission Niger-Bénoué-Tschad. C. R. 1904. CXXXIX. 378.

Eug. Hussak, Die Trachyte von Gleichenberg. Mittel. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878.

— Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.

— Mikroskopische Untersuchung spanischer Porphyre. Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn 1887.

F. W. Hutton, On the rocks of the Hauraki goldfields. Proceed. Austral. Ass. for the adv. of sc. 1888. 245.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.

J. Shearson Hyland, On some spherulitic rocks from Co. Down. Proceed. Roy. Dublin Society. 1890. 420.

J. P. Iddings, On the occurrence of Fayalite in the lithophyses of obsidian and rhyolite in the Yellowstone National Park. Amer. Journ. 1885. XXX. July. 58—60.

— The nature and origin of lithophyses and the lamination of acid lavas. Amer. Journ. Jan. 1887. XXXIII. No. 193. 36.

— Obsidian Cliff, Yellowstone National Park. 7th Annual Rep. U. S. geol. Survey. Washington 1888.

— On a group of volcanic rocks from the Tewan Mountains, New Mexico, and on the occurrence of primary quartz in certain basalts. U. S. geol. Survey. Bull. No. 66. 1890.

— Spherulitic crystallisation. Philos. Soc. of Washington. Bull. XI. 445. 1891.

— Microscopical petrography of the eruptive rocks of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey Monographs. vol. XX. Washington 1892.

— The igneous rocks of the Absoroka Range and Two Ocean Plateau and of outlying portions of the Yellowstone National Park. Geology of the National Park. II. 269. U. S. geol. Survey Monographs XXXII. Washington 1899.

— The Rhyolites. Ibidem 356.

— Quartz-Feldspar porphyry (Graniphyro Liparose-Alaskose) from Llano. Texas. Journ. of geol. 1904. XII. 225.

J. P. Iddings and S. L. Penfield, Fayalite in the Obsidian of Lipari. Amer. Journ. 1890. XL. 75.

— Minerals in hollow spherulites of rhyolite from Glade Creek, Wyoming. Amer. Journ. 1891. XLII. 39.

B. v. Inkey, Über das Nebengestein der Erzgänge von Boicza in Siebenbürgen. F. K. 1879. IX. 425—432.

R. D. Irving, The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Survey. Monograph V. Washington 1883.

J. D. Irving, A contribution to the geology of the Northern Black Hills. Annals N. Y. Acad. of Sc. vol. XII. No. 9. 187. 1899.

J. B. Jackett, Geology of the Broken Hill and Barrier Ranges Mineral Field, New South Wales. Memoirs New South Wales geol. Survey, Geology. No. 5. Sydney 1894.

J. B. Jackett and Geo. W. Card, Columnar structure in quartz-felspar porphyry at Mount Hope, Co. Blaxland, N. S. Wales. N. S. Wales geol. Survey. Records IV. 1. 8. Sydney 1894.

E. Jacquot et A. Michel-Lévy, Sur une roche anomale de la Vallée d'Aspe, Basses-Pyrénées. C. R. 1 mars 1886.

H. J. Jensen, Geology of the volcanic area of the East Moreton and Wide Bay Districts, Queensland. Proceed. Linnean Soc. of New South Wales. 1906. Part 1, 25. April.

K. Jimbo, Explanatory text to the geological map of Hokkaido. Tokyo 1890.

— General geological sketch of Hokkaido, with special reference to the petrography. Hokkaido 1892.

C. v. John, Über kristallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowina. Wien 1880.

— Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.

— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37—46.

— Über Gesteine von Požoritta und Holbak. Jahrb. k. k. geol. R. 1899. XLIX. 559.

A. Johnsen, Petrographische Untersuchung der Harzer Porphyroide. N. J. B.-B. XIV. 1901. 1.

H. J. Johnston-Lavis, Note on the lithophyses in obsidian of the Rocche Rosse, Lipari. Geol. Mag. 1892. (3.) IX. 341 u. 488.

J. W. Judd, On Marekanite and its allies. Geol. Mag. June 1886. (3.) III. No. 264. 241.

— On composite dykes in Arran. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 536.

O. Jung, Analyse eines Granitporphyrs von der Kirche Wang in Schlesien. Z. D. G. G. XXXV. 1883. 828.

Max Käch, Geologisch-petrographische Untersuchung des Porphyrgebietes zwischen Lago Maggiore und Val Sesia. Lausanne 1903.

E. Kalkowsky, Mikroskop. Untersuchungen an Felsiten und Pechsteinen Sachsens. T. M. M. 1874. 31.

— Die augithaltenden Felsitporphyre bei Leipzig. Z. D. G. G. 1874. XXVI. 586.

F. Katzer, Geologische Beschreibung der Umgebung von Riçan. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1888. XXXVIII. 355.

Arth. Keith, Geology of the Catoctin Belt. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. 285. Washington 1894.

A. Kenngott, Einschlüsse in Pechstein. N. J. 1874. 608—611.

— Über einen Obsidian vom Hekla auf Island. N. J. 1870. 529.

— Beobachtungen an Dünnschliffen eines kaukasischen Obsidians. Verhdlg. Akad. Wiss. Petersburg 1869.

— Weitere Mitteilungen über den kaukasischen Obsidian. Ibid. 1870.

Ch. R. Keyes, Geographic relations of the Granites and Porphyrites in the Eastern Part of the Ozarks. Bull. geol. Soc. America. 1896. VII. 363.

W. Kilian et P. Termier, Note sur divers types pétrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives du Alpes françaises. Bull. Soc. giol. Fr. (3.) XXVI. 357. 1898.

Ad. Klautzsch, Die Gesteine der ecuatorianischen Westkordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay. Aus: W. Reiss und A. Stübel. Das Hochgebirge von Ecuador I. Berlin 1898.

G. Klemm, Erläuterungen zu Sektion Stolpen und Pillnitz der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1892.

— Über die Entstehung der Parallelstruktur im Quarzporphyr von Thal in Thüringen. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. 20. Heft. 1899.

F. Klockmann, Der geologische Aufbau des sog. Magdeburger Uferrandes mit besonderer Berücksichtigung der auftretenden Eruptivgesteine. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. für 1890. Berlin 1892. 118.

A. Knopf and P. Theler, Sketch of the geology of Mineral King, California. University of California Publications. Bull. Departement of Geology. vol. IV. 227. Berkeley 1905.

Ant. Koch, Beschreibung der gesammelten Gesteine. Aus: Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Bela Széchenyi in Ostasien. III. Bd. 4. Abt.

— Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II. Neogene Abteilung. Budapest 1900.

B. Kolenko, Mikroskopische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von der Banks-Halbinsel, Neuseeland. N. J. 1885. I. 1—20.

Fr. Kollbeck, Porphyrgesteine des südöstlichen China. Z. D. G. G. 1883. XXXIV. 461—488.

Joh. Korn, Über diluviale Geschiebe der Königsberger Tiefbohrungen. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. f. 1894. Berlin 1895.

Herbert Kynaston, Contributions to the petrology of the Cheviot Hills. Trans. Edinburgh Geol. Soc. 1899. vol. VII. part IV. 390.

A. Lacroix, Sur les rhyolithes à aegirine et Riebeckite du pays des Somalis. C. R. 1899. 1353.

Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Dorpat 1876.

— Vergleicnend petrographische Studien über die massigen Gesteine der Krim. Dorpat. (N. J. 1881. II. -223-.)

H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogt. Bremen. Aus: Abhdlg. hrsg. vom naturw. Ver. zu Bremen. 56—71. Göttingen 1879.

— Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Christiania-Silurbeckens. Christiania 1886.

A. de Lapparent, Note sur les roches éruptives de l'île de Jersey. Ann. Soc. scient. Bruxelles. 1892. XVI. 2. partie.

C. Lapworth and W. W. Watts, The geology of South Shropshire. London 1894.

A. v. Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. N. J. 1872. 281. sqq. 337 sqq.

— Beiträge zur Mikromineralogie. Pogg. Ann. 1872. CXLVII.

— Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 286—340.

— Über Hemithrène und einige andere Gesteine aus dem Gneiß-Granitplateau des Departement Puy-de-Dôme. N. J. 1874. 230—261.

— Quarzporphyr von Rathen bei Wünschelburg. N. J. 1876. 409.

— Der tridymitreiche Quarztrachyt vom Tardree Mt. in der Grafschaft Antrim. T. M. P. M. 1878. I. 410—418.

— Petrographische Skizzen aus Irland. T. M. P. M. 1878. 445—449.

— Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Gebiete der Saar und Mosel. Verhdlg. naturw. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. XXXV. 1878.

— Über die sog. Liparite oder Sanidophyre aus dem Siebengebirge. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. 2. März 1885.

H. Laspeyres, Beitrag zur Kenntnis der Porphyre und petrographische Beschreibung der quarzführenden Porphyre in der Umgegend von Halle an der Saale. Z. D. G. G. 1864. XVI. 367—460.

E. Laufer, Die Quarzporphyre der Umgegend von Ilmenau. Z. D. G. G. XXVIII. 22—49. 1876.

A. C. Lawson, Report on the geology of the Rainy Lake Region. Geol. and nat. hist. Survey of Canada. Montreal 1888.

— Report on the geology of the Lake of the Woods region. Ibidem. 1885. I.

— The copper deposits of the Robinson Mining District, Nevada. Univ. of California Publications. Bull. Dep. of geology. IV. No. 14. 287. Berkeley 1906.

Andr. C. Lawson and Ch. Palache, The Berkeley Hills. A Detail of Coast Range geology. Univ. of California Publications. Bull. Dep. of geology. Berkeley 1902. II. 349.

Hans Lenk, Über vulkanische Tuffe aus Mexiko. In: Felix und Lenk, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. II. Teil, 3. Heft. 225. Leipzig 1899.

Hans Lenk, Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle". 1894.

R. Lepsius, Das westliche Südtirol geologisch dargestellt. 152—159. Berlin 1878.

Le Verrier, Sur la structure des porphyres quartzifères du Forez. C. R. 1889. CVIII. 371.

— Sur quelques roches porphyriques du Forez. C. R. 1889. CVIII. 420.

Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau 1874.

— Mineralogisch-petrographische Mitteilungen aus dem Berliner Mineralogischen Museum. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 710—717 u. 729.

W. Lindgrén, Eruptive Rocks from Montana. Tenth Census of the U. S. 1880. XV. 719.

— Petrographical notes from Baja California. Proc. Cal. Acad. Sc. (2.) II. 1889.

Edw. C. E. Lord, Petrographic report on rocks from the United States-Mexico boundary. Proc. U. S. Nat. Museum. Vol. XXI. 773.

H. Loretz, Mitteilung über einige Eruptivgesteine im südöstlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 284.

— Blatt Groß-Breitenbach und Königssee der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.

K. Lossen, Sphärolithische Porphyre des Harzes. Z. D. G. G. 1867. XIX. 14.

— Der Bodegang im Harz. Ibidem. 1874. XXVI. 856—906.

— Quarzporphyr vom Spitzinger Stein bei Thal, Thüringen. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 678.

— Quarzporphyr des Auerberges in Erläuterungen zu Sektion Schwenda der geol. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1883.

— Studien an metamorphosierten Eruptivgesteinen. Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin. 19. März 1878. 93.

— Über Porphyroide unter besonderer Berücksichtigung der sogenannten Flaserporphyre in Westfalen und Nassau. Ibidem. 1883. No. 9. 155.

— Über das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten palaeozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion). Ibidem. 17. März 1885. 29.

— Porphyre mit geschwänzten Quarzeinsprenglingen von Thal im Thüringerwald. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 837.

J. Macpherson, Estudo geologico y petrographico del Norte de la Provincia de Sevilla. Madrid 1879.

— De las relaciones entre las rocas graniticas y porfiricas. Madrid 1880.

— Études des roches éruptives recueillies par M. Choffat dans les affleurements secondaires au sud du Sado. Lisboa 1887.

Mc Mahon, On the polysynthetic structure of some porphyritic Quartz-crystals in a Quartz-felsite. Min. Mag. 1888. VIII. No. 36. 10.

— Notes on some tachylytes, metamorphosed tuffs and other rocks of igneous origin on the western Flank of Dartmoor. Q. J. G. S. 1894. L. 338.

Em. Manasse, Rocce della Colonia Eritrea raccolte a Sud di Aràfali. Proc. verb. Soc. tosc. Sc. nat. 28. Marzo 1904. Pisa.

E. Mathieu, La tuffoïde kératophyrique de Grand-Manil. Bull. Soc. Belge de géol., de paléont. et d'hydrographic. XIX. 499. Bruxelles 1906.

— Contribution à l'étude pétrographique de la Porphyroïde de Fauquez. Bull. Soc. Belge de géol., de paléont. et d'hydrologie. Procès-Verbaux 1907. XXI. 51.

W. D. Matthew, The effusive and dyke rocks near St. John, N. B. Trans. New York Acad. of Sc. 1895. XIV. 187.

R. V. Matteucci, La regione trachitica di Roccastrada (Maremma toscana). Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1890. (3.) I. 237.

— Note geologiche e studio chimico-petrografico sulla regione trachitica di Roccastrada in provincia di Grosseto. Boll. Soc. geol. ital. Roma. 1892. X. fasc. 4.

H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westfalen. T. M. M. 1877. 127—178.
G. P. Merrill, Notes on some eruptive rocks from Galatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proceed. U. S. Nat. Museum. XVII. 637. Washington 1895.
W. Meyer, Die Porphyre des Westfälischen Diluviums. N. J. Centralblatt 1907. Nr. 5 und 6.
A. Michel-Lévy, De quelques caractères microscopiques des roches anciennes acides. Bull. soc. géol. Fr. (3.) III. 1875. 199.
— Mémoire sur les divers modes de structure des roches éruptives étudiées au microscope au moyen de plaques minces. Ann. min. (7.) VIII. 1876. 337. C. R. 8 nov. 1875. Revue scient. 1875. No. 21. 502.
— Observations sur l'origine des roches éruptives, vitreuses et cristallines. C. R. 16 Octobre 1876.
— La chaîne du Puys. Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XVIII. 696.
— Le Mont-Dore et ses alentours. Ibid. 1891. (3.) XVIII. 743.
A. Michel-Lévy, A. Lacroix et Leclère, Note sur les roches cristallines et éruptives de la Chine méridionale. C. R. 1900. LXXX. 211.
L. Milch, Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. Leipzig 1892.
— Über Gesteine von der Battak-Hochfläche (Zentral-Sumatra). Z. D. G. G. 1899. LI. 62.
— Beiträge zur Petrographie der Landschaft Ulu Rawas, Süd-Sumatra. N. J. B. B. XVIII. 409.
H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Magazin for Naturvidenskab. XXIII. Christiania 1887.
— Quarztrachytlava von G. Lamongang bei Probolinga in Ost-Java. N. J. 1874. 692.
— Trachytpechstein von Bromo bei Passerocang in Ost-Java. N. J. 1874. 690.
W. Möricke, Einige Beobachtungen über chilenische Erzlagerstätten und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. T. M. P. M. 1891. XII. 186.
J. Morozewicz, Die Eisenerzlagerstätten des Magnetberges im südlichen Ural und ihre Genesis. T. M. P. M. 1904. XXIII. 113.
O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885. cf. N. J. B. B. IV. 1886. 576—609.
— Untersuchungen über die „Lenneporphyre" in Westfalen und den angrenzenden Gebieten. N. J. 1893. B. B. VIII. 535.
— Der Quarzporphyr der Bruchhäuser Steine in Westfalen. N. J. B. B. X. 1896. 757.
W. R. Nessig, Die jüngeren Eruptivgesteine des mittleren Elba. Z. D. G. G. XXXV. 1883. 101—134.
J. Niedzwiedzki, Über Gesteine der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. II.
— Gesteine von Aden. S. W. A. LXIII. 1871.
— Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.
O. Nordenskjöld, Zur Kenntnis der sogen. Hälleflinten des nordöstlichen Smålands. Vorläufige Mitteilung. Bull. Geol. Inst. Upsala. 1893. I. 1.
— Über die Kontaktverhältnisse zwischen den archäischen Porphyren (Hälleflinten) und Graniten im nordöstlichen Småland. Bull. geological Institution University Upsala. 1900. V. No. 9. 1.
— Die kristallinischen Gesteine der Magellansländer. Svenska Expeditionen till Magellansländerna. Stockholm 1901. I. No. 6. 175.
Ezequiel Ordoñez, Las Rhyolitas de Mexico. Bol. Instituto geologico de Mexico. No. 15. Mexico 1901., vergl. auch No. 16. Mexico 1902.
Ezequiel Ordoñez y Manuel Rangél, El Real del Monte. Bol. del Instituto geologico de Mexico. No. 12. Mexico 1899.
A. Osann, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 688.
— Über Zwillingsbildung an Quarzeinsprenglingen aus liparitischen Gesteinen des Cabo de Gata. N. J. 1891. I. 108.

A. Osann, Report on the rocks of Trans-Pecos, Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Rep. 123. Austin 1893.

— Beiträge zur Geologie und Petrographie der Apache (Davis) Mts., West-Texas. T. M. P. M. 1896. XV. 394.

G. de Angelis d'Ossat et F. Millorevich, Studio geologico sul materiale raccolto da M. Sacchi. Seconda spedizione Bóttego. Roma 1900.

W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porzellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. XXXII. 1880. 223—261.

Ch. Pallache, The soda-rhyolite North of Berkeley, University of California. Bull. Dep. of geology. I. 61. Berkeley 1893.

James Park, The geology and veins of the Hauraki goldfields, New Zealand. Auckland 1897.

J. Park and F. Rutley, Notes on the rhyolites of the Hauraki goldfields (New Zealand) with chemical analyses by Th. Holland. Q. J. G. S. 1899. LV. 449.

J. Parkinson, Some igneous rocks in North-Pembrokeshire. Q. J. G. S. 1897. LIII. 465.

— On the Pyromerides of Boulay Bay (Jersey). Q. J. G. S. 1898. LIV. 101.

— On the hollow spherulites of the Yellowstone and Great Britain. Q. J. G. S. 1901. LVII. 211.

Hor. B. Patton, Concretions of chalcedony and opal in obsidian and rhyolite in Colorado. Col. Scient. Soc. No. 4. 1895.

A. Pelikan, Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine aus den Kaukasus-Ländern. Aus: Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Begründet von E. v. Mojsisovics und M. Neumayr. IX. 81. Wien 1894.

— Petrographische Untersuchungen von Gesteinen der Insel Sokotra, 'Abd El Kûri und Sémha. Denkschr. der math. naturw. Klasse der kais. Akad. d. Wiss. LXXI. Wien 1902.

A. Pelz und E. Hussak, Das Trachytgebiet der Rhodope. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1883. XXXIII. 115—130.

A. Penck, Erläuterungen zu Sektionen Colditz und Grimma der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879. 1880.

— Die Pyroxen-führenden Gesteine des nordsächsischen Porphyrgebietes. T. M. P. M. 1880. III. 71—91.

J. Petersen, Marekanit-Obsidian aus Nicaragua. N. J. 1898. II. 156.

— Ergebnisse der petrographischen Untersuchung der im zentralen Tiën-schan und Dsungarischen Ala-tau während der Saposchnikow'schen Expedition im Sommer 1902 von Dr. Max Friederichsen gesammelten kristallinen Gesteine. Hamburg 1904.

Petiton, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. Soc. min. Fr. V. No. 5. p. 131. 1882.

Giu. Piolti, Il porfido del Vallone di Roburent (Valle della Stura di Cuneo). Atti R. Accad. Torino. 1884. XIX.

Ces. Porro, Cenni preliminari ad un rilievo geologico nelle Alpi Orobie. (Valsassina e Pizzo dei tre Signori.) Rendic. R. Instit. Lomb. di Sc. e Lett. vol. XXX. 1897.

G. Primics, Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Mitt. aus d. Jahrb. d. königl. ung. geol. Anst. VI. Heft 9. 1884.

— Zur petrographischen Kenntnis von Bosnien. F. K. 1881. XI. 195—199.

G. T. Prior, Petrographical notes on the rock specimens collected in Antarctic Regions during the voyage of H. M. S. Erebus and Terror, under Sir James Clark Ross, in 1839—43. Min. Mag. XII. No. 55. 69. 1899.

— Report on the collections of Natural History made in the Antarctic Regions during the voyage of the „Southern Cross.". London 1902.

— Contributions to the petrology of British East Africa. Comparison of volcanic rocks from the Great Rift Valley with rocks from Pantelleria, the Canary Islands, Ascension, St. Helena, Aden and Abyssinia. Min. Mag. 1903. XIII. 228.

P. Pröscholdt, Blatt Themar der geologischen Spezialkarte von Preußen und der thüringischen Staaten. Berlin 1890.
C. A. Raisin, On some nodular felstones of the Lleyn. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 178. 247.
— On the lower limit of the cambrian series in NW. Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 329.
W. Ramsay, Om Hoglands geologiska byggnad. G. F. i St. F. 1890. XII. 471.
— Beskrifning till Kartbladen Hogland och Tytärsaari. Helsingfors 1891.
F. Leslie Ransome, Some Lava flows of the Western Slope of the Sierra Nevada, California. U. S. geol. Survey. Bull. No. 89. Washington 1898.
G. vom Rath, Geognostische Mitteilungen über die Euganäischen Berge bei Padua. Z. D. G. G. 1864. XVI. 461.
— Ein Besuch Radicofanis und des Monte Amiata. Ibid. 1865. XVII. 399.
— Beiträge zur Petrographie. Ibid. 1875. XXVII. 296—302 und 341 - 343.
— Mitteilungen aus Sardinien. Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Bonn, 8. Juni 1885.
— Liparit von Ponza. Ibid. 3. Mai 1886.
— Gesteine vom National-Park. Ibid. 7. Juni 1886.
— Einige geologische Wahrnehmungen in Griechenland. Ibid. 7. März 1887.
F. R. Cowper Reed, The geology of the country around Fishguard, Pembrokeshire. Q. J. G. S. 1895. LI. 149.
— The igneous rocks of the Coast of County Waterford. Q. J. G. S. 1900. LVI. 657.
K. Regelmann, Geologische Untersuchung der Quellgebiete von Acher und Murg im nördlichen Schwarzwald. Inaug.-Diss. Stuttgart 1903.
A. Renard, Notices sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. Belg. 1887. V. 5.
A. Renard et Ch. de la Vallée-Poussin, Les porphyres de Bierghes. Bull. Acad. Roy. Belg. (3) IX. 1885. No. 4.
H. H. Reusch, Bommelöen och Karmöen geologisk beskrevne. Kristiania 1888.
— En dag ved Aareskutan. Norges geol. Unders. aarbog. Kristiania 1890.
Ad. Richter, Über die weite Verbreitung des Goldes. Naturwiss. Wochenschrift. Neue Folge. Bd. V. No. 46. S. 729. Jena 1906.
Louis D. Ricketts, The ores of Leadville and their mode of occurrence as illustrated in the Morning and Evening Star mines. Princeton 1883.
Fr. Rinne, Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutzgebietes. Z. D. G. G. 1904. LVI. 122.
C. Riva, Le rocce paleovulcaniche del Gruppo dell' Adamello. Mem. Ist. Lomb. di sc. e lett. 1896. XVII. 159.
— Sul metamorfismo subito del Gneiss a contatto coi porfidi quarziferi nelle Vicinanze di Porto Ceresio (Lago di Lugano). R. Istit. Lomb. 1 febbraio 1900.
A. Rosati, Rocce liguri raccolte presso Murialdo. Rendic. R. Accad. Lincei. XVI. 639. 1907.
H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktbildungen an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Straßburg i. Els. 1876.
— Einige Mitteilungen über Zusammensetzung und Struktur der granitischen Gesteine. Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 369—390.
A. Rosiwal. Petrographische Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. Verh. k. k. geol. R. 1894. 210.
— Zur Kenntnis der kristallinischen Gesteine des zentralen Balkan. Denkschr. W. A. W. 1890. LVII. 265.
— Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. Denkschr. d. math.-naturw. Klasse d. Akad. d. Wiss. Wien LVIII. 1891.
Roth, Zur Kenntnis der Ponza-Inseln. M. B. A. 1882. XXIX. 623—633.
— Gesteine von Aden. M. B. A. 13. Januar 1881.
— Beiträge zur Petrographie von Korea. S. B. A. 1886. XXXVI. 1—7.
A. Rothpletz, Erläuterungen zu Sektion Frohburg und Frankenberg-Hainichen der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1878. 1881.

Frank Rutley, On some structures in Obsidian, Perlite and Leucite. Monthly microsc. Journ. April 1876. 176—183.
— On perlitic and spherulitic structure in the lavas of the Glyder Fawr, North Wales. Q. J. G. S. 1879. XXXV. No. 139. 508.
— On the microscopic structure of devitrified rocks from Beddgelert and Snowdon, with an appendix on the eruptive rocks of Skomer Island. Q. J. G. S. 1881. XXXVII. No. 147. 403.
— The microscopic character of the vitreous rocks of Montana, U. S. A. Q. J. G. S. 1881. XXXVII. No. 147. 391.
— On strain in connection with crystallisation and the development of perlitic structure. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 340—347.
— On the felsitic lavas of England and Wales. London 1885.
— On perlitic felsites probably of archaean age from the flanks of the Herefordshire Beacon, und on the possible Origin of some Epidosites. Q. J. G. S. 1888. XLIV. 740.
— On composite spherulites in Obsidian from Hot Springs near Little Lake, Cal. Q. J. G. S. 1890. XLVI. No. 183. 423.
— On some of the melaphyres of Caradoc, with notes on the associated felsites. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 534.
— On a spherulitic and felsitic obsidian from Pilas, Jalisco, Mexico. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 531.
— On the sequence of perlitic and spherulitic structures. Q. J. G. S. 1894. L. 10.
— On a small section of felsitic lavas and tuffs near Conway (Caernarvonshire). Q. J. G. S. 1899. LV. 170.
— Additional notes on some eruptive rocks from New Zealand. Q. J. G. S. 1900. LVI. 493.
— On some tufaceous rhyolitic rocks from Dufton Pike, Westmoreland. Q. J. G. S. 1901. LVII. 31.
V. Sabatini, Descrizione geologica delle Isole Pontine. Boll. R. Com. Geol. d'Italia. 1893. XXIV. 228.
— Sopra alcune roccie della Colonia Eritrea. Boll. R. Com. Geol. d'Italia. 1897. VIII. 53.
A. Sauer, Erläuterungen zu Sektionen Naunhof, Kupferberg, Wiesental, Lichtenberg-Mulda, Brand, Freiberg, Meißen der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1881—1887.
— Die genetischen Beziehungen zwischen Pechstein und Porphyr der Meißener Gegend. Z. D. G. G. 1888. XL. 601.
— Porphyrstudien. Mitt. Großh. Bad. geol. Landesanst. II. 795. Heidelberg 1893.
— Erläuterungen zu Blatt Gengenbach der geolog. Spezialkarte des Großh. Baden. Heidelberg 1894.
A. Sauer und R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Tharandt der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1891.
A. Sauer, Th. Siegert und A. Rothpletz, Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Sektion Schellendorf-Flöha. Leipzig 1881.
F. Schalch, Erläuterungen zu den Sektionen Marienberg, Geyer, Annaberg, Johann-Georgenstadt, Brandis, Dippoldiswalde-Frauenstein, Glashütte-Dippoldiswalde, Wurzen der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879. 1881. 1882. 1885.
— Über einen Kersantitgang im Kontakte mit porphyrischem Mikrogranit und Phyllit am Ziegenschachte bei Johann-Georgenstadt. N. J. 1884. II. 34.
— Erläuterungen zu Blatt Peterstal-Reichenbach der geologischen Spezialkarte des Großh. Baden. Heidelberg 1895.
C. J. van Schelle, Opmerkingen over de geologie van een gedeelte der afdeeling Gorontalo, Residentie Menado. Jaarb. van het. Mijnw. in Ned. Oost.-Indië. 1889. XVIII. 115.
P. Schirlitz, Isländische Gesteine. T. M. P. M. 1882. IV. 414.

E. E. Schmid, Der Ehrenberg bei Ilmenau. Jena 1876.
— Die quarzfreien Porphyre des zentralen Thüringer Waldgebirges und ihre Begleiter. Jenaer Denkschriften II. 4. Jena 1880.
Ad. Schmidt, Geologie des Münstertales im badischen Schwarzwald. Heidelberg 1886–1887.
C. Schmidt, Geologisch-petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Zentralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. N. J. B.-B. IV. 1886. 388—472.
C. W. Schmidt, Die Liparite Islands in geologischer und petrographischer Beziehung. Z. D. G. G. 1886. XXXVII. 737.
M. Schröder, Erläuterungen zu Sektion Eibenstock und Falkenstein der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1885.
J. L. C. Schroeder van der Kolk, Note sur une étude de diluvium faite dans la région de Markelo, près de Zutphen. Bull. Soc. Belge de géologie etc. Bruxelles 1893. VI. Mém. p. 73.
E. Schumacher, Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Z. D. G. G. 1878. XXX. 427.
M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an kalifornischen Gesteinen. N. J. B.-B. V. 1887. 451.
R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198.
J. J. Sederholm, Über einen metamorphosierten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo. Bull. Commission géol. de la Finlande. No. 2. Helsingfors 1896.
Seunes et Beaugey, Roches éruptives récentes dans les Pyrenées occidentales. C. R. 1889. CIX. 509. (N. J. 1891. I. 265.)
Th. Siegert, Erläuterungen zu Sektion Hirschstein, Kötzschenbroda und Löbau-Herrnhut der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892–94.
Th. Siegert und F. Schalch, Erläuterungen zu Sektion Burkhardtsdorf der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879.
P. Siepert, Petrographische Studien an alten Ergußgesteinen. (Petr. Unters. argentinischer Gesteine, ausgeführt im mineral.-petrogr. Inst. d. Univ. Berlin. V.) N. J. 1894. B.-B. IX. 393.
Al. Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. T. M. P. M. 1902. XXI. 261.
F. Slavik, Bemerkungen über den Quarzporphyr unter dem Kozákow-Berge. Bull. International de l'Acad. des Sc. de Bohême. 1900.
— Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine des mittelböhmischen Präcambriums. Ibid. 1902.
W. F. Smeeth, A perlitic pitchstone from the Tweed River, New South Wales, with remarks on the so-called perlitic structure in quartz. Journ. and Proceed. Roy. Soc. of New South Wales for 1894. XXVIII. 306.
Geo. O. Smith, The volcanic series of the Fox Islands, Maine. The Johns Hopkins University Circulars. No. 121. 1895.
— The geology of the Fox Islands, Maine. A contribution to the study of old volcanics. Skowhegan, Me. 1896.
G. Otis Smith and Fr. C. Calkins, A geological reconnaissance across the Cascade Range near the 49th Parallel. U. S. geol. Survey. Bull. No. 235. Washington 1904.
W. S. T. Smith, The geology of Santa Catalina Island. Proceed. California Acad. Sc., 3 series, vol. I. No. 1. San Francisco 1897.
— A geological sketch of San Clemente Island. U. S. geol. Survey, 18th Annual Report, part II. Washington 1898.
W. J. Sollas, On pitchstone and andesite from tertiary dykes in Donegal. Scient. Proceed. Roy. Dublin Soc. 1893. VIII. 87.
Jos. E. Spurr, Geology of the Aspen Mining District, Colorado. U. S. geol. Survey. Monograph XXXI. Washington 1898.

Jos. E. Spurr, A reconnaissance in southwestern Alaska in 1898. U. S. geol. Survey, 20th Annual Report, part VII. 31. Washington 1900.
— Variations of texture in certain tertiary rocks of the Great Basin. Journal of geology. Chicago 1901. IX. 586.
Mich. Stark, Gauverwandtschaft der Euganänengesteine. T. M. P. M. 1906. XXV. 319.
Alfr. Stelzner, Porphyre aus dem Altaï. Berg- u. hüttenmänn. Ztg. 1870. XXIX. N. J. 1870. 634.
— Petrographische Bemerkungen über die Gesteine des Altaï. Leipzig 1871.
— Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. Kassel und Berlin 1885.
— Über eigentümliche Obsidianbomben aus Australien. Z. D. G. G. 1893. XLV. 299.
H. Stern, Eruptivgesteine aus dem Comitat Szöreny. F. K. 1879. IX. 433—438 und 1880. X. 230—243.
Aug. Streng, Quarzporphyr von Münster am Stein. N. J. 1873. 227.
Bernh. Studer, Die Porphyre des Luganer Sees. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 418—421.
T. Suzuki, On the petrology of some japanese quartzporphyries. Bull. geol. Soc. Japan. I. 11—24. Tokio 1886.
E. Svedmark, Geologiska meddelanden från resor i Dalarne och Helsingland. G. F. i St. F. 1891. XIII. 175.
— Orsa Finmarks geologi. G. F. i St. F. 1895. XVII. 161—162.
J. Szabó, Trachyte und Rhyolithe der Umgebung von Tokay. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1866. XVI.
J. Szadeczky, Petrographische und geologische Verhältnisse des zentralen Teils der Tokaj-Eperieser Gebirgskette in der Umgebung von Pusztafalu. F. K. 1889. XIX. 289—299 und 372—383.
— Rhyolithspuren in Schweden. F. K. 1889. 437.
F. Tannhäuser, Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteinen aus der argentinischen Republik. N. J. B.-B. XXII. 555. 1906.
J. J. Harris Teall, On some quartz-felsites and augite-granites from the Cheviot District. Geol. Mag. 1885. Dec. III. Vol. II. No. 249. 106—121.
C. A. Tenne, Gesteine vom Cerro de las Navajas, Mexiko. Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 610—620.
— Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1893. XLV. 451.
P. Termier, Note sur trois roches éruptives interstratifiées dans le houiller du Gard. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVI. 617.
A. P. W. Thomas, Report on the eruption of Tarawera and Rotomahana, N. Z. New Zealand 1888.
Fr. Toula, Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. N. J. 1890. I. 273.
— Zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des zentralen Balkan. N. J. 1890. I. 265.
A. E. Törnebohm, Några notiser från en geologisk resa i Telemarken. G. F. i St. F. 1889. XI. 46.
— Om Falu grufvas geologi. G. F. i St. F. 1893. XV. 609.
St. Traverso, Note sulla geologia e sui giacimenti argentiferi del Sarrabus (Sardegna). Torino 1890.
— Calcare fossilifero nel Gerrei. Torino 1891.
— Il porfido di Monte Cinto in Corsica. Atti Soc. Lig. Sc. nat. e geograf. Anno V. Fasc. III. Genova 1894.
— Su alcune rocce di Fontanaccio e di Flumentorgiu in Sardegna. Atti Soc. Ligustica Sc. nat. e geogr. 1895. VI. fasc. 3—4.
— Rocce di Sipora (Isole Mentavei). Ibid. 1895. VI. 1. Genova.
— Rocce vulcaniche e metamorfiche dell' Altipiano di Toba nell' isola di Sumatra. Annal. Museo Civico di Stor. Nat. Genova. (2.) XVI. 1896.
Gust. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.
— Diallag in quarzführendem Porphyr. T. M. M. 1873. 47.

H. W. Turner, The lavas of Mount Ingalls, California. Amer. Jour. 1892. XLIV. 455.
— The rocks of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report 441. Washington 1894.
— Further contributions to the geology of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey. 17th Annual Report. Washington 1896.
W. H. Twelvetrees and W. F. Petterd. On the occurrence of spherulitic felsite on the west coast of Tasmania. Proc. Roy. Soc. Tasmania 1897.
— — On the topas quartzporphyry or stanniferous elvan dykes of Mount Bischoff. Ibidem 1897.
— — On the felsites and associated rocks of Mount Read and vicinity. Proc. Roy. Soc. Tasmania. 1899. 33.
Ch. de la Vallée-Poussin et A. F. Renard, Les tufs kératophyriques de la Mehaigne. Mém. cour. etc. publ. par l'Acad. Roy. de Belgique. 1896. LIV.
H. Vater, Erläuterungen zu Sektion Großenhain-Priestewitz der geolog. Spezialkarte von Sachsen. 1890.
Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden, de l'île de la Réunion, des îles St. Paul et Amsterdam. Paris 1878.
— Sur le permien des Vosges. Bull. Soc. géol. Fr. 1885. (3.) XIII. 550.
— Le carbonifère dans la région des Vosges. Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3.) XV. 703.
R. D. M. Verbeck, Description géologique de l'Ile d'Ambon. Batavia 1905.
Christoph Vogel, Die Quarzporphyre der Umgegend von Groß-Umstadt. Abhandl. Gr. Hess. geol. Landesanst. II. 1. Darmstadt 1891.
H. Vogelsang, Kugelporphyr von Korsika. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn, 6. August 1862.
— Philosophie der Geologie und mikroskopische Gesteinsstudien. Bonn 1867.
— Sur les cristallites. Arch. néerland. 1872. VII.
— Cristallites dans les roches silicatées. Arch. néerland. VII. 1873.
— Die Kristalliten; nach dem Tode des Verfassers herausgegeben von F. Zirkel. Bonn 1875.
M. E. Wadsworth, Notes on the geology of the iron and copper districts of Lake Superior. Bull. Mus. of compar. Zoology. Harvard College 1880. July.
P. Waitz, Esquisse géologique et pétrographique des environs de Parral. Guide des excursions du X. Congrès géol. internat. XXI.
E. E. Walker, Note on the garnet-bearing and associated rocks of the Borrowdale Volcanic Series. Q. J. G. S. 1904. LX. 70.
F. Wallerant, Des sphérolithes des roches siliceuses et de leur mode de formation. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVI. 907.
J. Clifton Ward, On the comparative microscopic rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123, 388—422.
H. S. Washington, The petrographical province of Essex Co., Mass. Journal of geology, Chicago. 1899. VII. 284.
— Igneous rocks from Eastern Siberia. Amer. Journ. 1902. XIII. 175.
Thomas L. Watson, The Leopardite (quartz-porphyry) of North Carolina. Journ. of geol. 1904. XII. 215.
W. W. Watts, Note on the occurrence of perlitic cracks in quartz. Q. J. G. S. 1894. L. 367.
— On perlitic structure. Geol. Mag. 1894. (4.) III. 379.
Max Weber, Die petrographische Ausbeute der Expeditionen O. Neumann-v. Erlanger nach Ostafrika und Abessynien 1900—1901. Mitt. d. Geogr. Ges. in München, Bd. I, 1906. 637.
M. Websky, Mikroskopische Untersuchung des roten Porphyrs von Mienkina. In Roemer, Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. 437—439.
W. H. Weed, The geology of the Little Belt Mountains, Montana, with notes on the mineral deposits of Neihart, Barker, Yogo and other districts accompanied by a report on the petrography of the igneous rocks of the district by C. V. Pirsson. XX. Annual Rep. U. S. geol. Survey. Washington 1900.

W. H. Weed and L. V. Pirsson, Geology of the Castle Mountain Mining District, Montana. U. S. geol. Survey. Bull. No. 139. 1896.
— — Geology and mineral resources of the Judith Mountains of Montana. U. S. geol. Survey, 18th. Annual Report. Part III. p. 445.
L. Wehrli, Das Dioritgebiet von Schlans bei Dissentis im Bündner Oberland. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. N. F. VI. Bern 1896.
Sam. Weidman, On the Quartz-Keratophyre and associated rocks of the North Range of the Baraboo Bluffs. Bull. Univ. Wisconsin. Science Series. I. 35. 1895.
— A contribution to the geology of the precambrian igneous rocks of the Fox River Valley, Wisconsin. Wisc. Geol. and Nat. Hist. Survey. Bull. No. 3. Science Series. No. 2. Madison 1898.
Ch. E. Weiss, Beiträge zur Kenntnis der Feldspatbildung. Haarlem 1866.
— Porphyre des nördlichen Thüringer Waldes. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 418. 423.
— Petrographische Beiträge aus dem nördlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanstalt für 1883. 213—237. Berlin 1884.
P. Wenjukoff, Die eutaxitischen Gläser der Liparite. Arbeiten der Gesellsch. d. Naturf. St. Petersburg. XXI. 1890. 16.
Th. G. White, A contribution to the petrography of the Boston Basin. Proceed. Boston Soc. of Nat. Hist. XXVIII. 117. 1897.
A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.
Fr. Wiegers, Zur Kenntnis des Diluviums der Umgegend von Lüneburg. Zeitschr. für Naturw. Halle a. S. LXXII. 1899. 241.
J. Fr. Williams, Über den Monte Amiata und seine Gesteine. Stuttgart 1887. N. J. B.-B. V.
G. H. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald. N. J. B.-B. II. 1883. 585.
— Notes on the microscopic character of rocks from the Sudbury Mining District, Canada. Geol. Survey of Canada. Annual Report 1890—91. Vol. II.
— The greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan. Washington 1891.
— Notes on some eruptive rocks from Alaska. The nation. geogr. Mag. 1892. IV. 63.
— The volcanic rocks of South Mountain in Pennsylvania and Maryland. Amer. Journ. 1892. XLIV. 482. cf. auch Johns Hopkins Univ. Circulars. 1893. No. 103. 45.
— Piedmontite and Scheelite from the Ancient Rhyolite of South Mountain, Pennsylvania. Amer. Journ. 1893. XLVI. 50.
H. S. Williams and Herb. E. Gregory, Contributions to the geology of Maine. U. S. geol. Survey. Bull. No. 165. Washington 1900 (Soda-Rhyolite).
Ferd. v. Wolff, Beiträge zur Geologie und Petrographie Chiles unter besonderer Berücksichtigung der beiden nördlichen Provinzen Atacama und Coquimbo. Z. D. G. G. 1899. LI.
— Über eine pantelleritartige Liparitlava von Mayor Island in der Bay of Plenty. Neu-Seeland. N. J. Zentralblatt 1904. 208.
G. Wyrouboff, Note sur les figures de corrosion des silicates amorphes. Bull. soc. minér. Fr. 1879. No. 8.
N. Yamasaki, On the Piedmontite-Rhyolite from Shinano. Journ. of the Coll. of Sc. Imperial University, Tokio, Japan. 1897. IX. 117.
Ram. Adan de Yarza, Las rocas eruptivas de Vizcaya. Madrid 1879.
Ferd. Zirkel, Mikroskopische Gesteinsstudien. S. W. A. XLVII. 1863.
— Petrographische Untersuchungen über rhyolithische Gesteine der Taupo-Zone. Wien 1864.
— Mikroskopische Untersuchungen über glasige und halbglasige Gesteine. Z. D. G. G. 1867. XIX. 788.
— Schillernder Obsidian vom Cerro de las Navajas in Mexiko. N. J. 1872. 1.
— Beiträge zur geologischen Kenntnis der Pyrenäen. Z. D. G. G. XIX. 1867. 68.
— Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Z. D. G. G. XXIII. 1871. 1.
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Unter der Bezeichnung **Quarztrachyte** und **Quarzporphyre** sind hier alle die Gesteinsformen zusammengefaßt, in welchen granitische Magmen effusive Gestaltung gewonnen haben. Quarztrachyte und Quarzporphyre unterscheiden sich einzig und wesentlich nur durch verschiedenes Alter und oft durch den Erhaltungszustand. Die Quarztrachyte sind neovulkanische Ergußgesteine, die Quarzporphyre paläovulkanische. Der effusive Charakter beider gegenüber den granitischen Tiefengesteinen findet seinen Ausdruck in der ausgeprägt porphyrischen Struktur und, wie oben erwähnt, in dem starken Zurücktreten der bivalenten Metalle und damit der femischen Gemengteile.

Innerhalb der granitischen Tiefengesteine ergaben sich zwei durch chemischen und Mineralbestand, durch Assoziation und Ganggefolge wohl unterschiedene Reihen: die Alkalikalkgranite und die Alkaligranite. Jede dieser beiden Reihen hat ihre effusiven Äquivalente bei den Quarztrachyten und bei den Quarzporphyren. Die effusiven Gestaltungsformen der Kalk-Alkaligranite werden nach Justus Roth's Vorschlag (1861) Liparite oder mit einem von Ferd. v. Richthofen geschaffenen Worte, das ihren Stromcharakter betont, Rhyolithe genannt bei neovulkanischem Charakter; dieselbe Gesteinsform, wenn paläovulkanisch, heißt Quarzporphyr κατ' ἐξοχήν. Wenn man in der Zukunft das geologische Alter als klassifikatorisches Moment fallen läßt, dann werden die Namen Liparit und Rhyolith überflüssig. — Die den Alkaligraniten entsprechenden Ergußgesteine heißen Comendite und Quarzkeratophyre, je nachdem sie neo- oder paläovulkanisch sind, wobei dann allerdings von gewissen Unterschieden im chemischen und Mineralbestande abgesehen wird. — Von den granitischen Gliedern einer noch nicht einwandsfrei festgestellten Reihe von Tiefengesteinen, den Charnockiten, Birkremiten oder Hypersthengraniten sind effusive Äquivalente noch nicht bekannt geworden. — Der nicht unbeträchtliche Gehalt an dunklen Gemengteilen und deren wechselnde Kombination in den granitischen Gesteinen nötigten zu einer Zerlegung in mehrere Gruppen (Granite, Granitite, Amphibolgranite usw.); bei den Quarztrachyten und Quarzporphyren fällt diese Nötigung fort. Doch gibt es, und zwar sehr bezeichnenderweise, bei den Quarztrachyten der Alkalimagmen einen durch ungewöhnlichen Reichtum an femischen Gemengteilen charakterisierten Typus: die Quarzpantellerite und Pantellerite. Eine paläovulkanische Parallele für diesen Typus, der chemisch durch die beträchtliche Vertretung von Al durch Fe bezeichnet ist, fehlt zurzeit noch.

Die allen Ergußgesteinen gemeinsame porphyrische Struktur zeigt große Verschiedenheiten und Mannigfaltigkeiten in der Einzelgestaltung nicht nur von einer Gesteinsgruppe zur andern, sondern auch in einer und derselben Gruppe. Dadurch ist es bedingt, daß jeder der genannten Typen von Quarztrachyten und Quarzporphyren in eine Anzahl von Untertypen zerlegt werden muß. Die Vereinfachung der Gliederung nach dem stofflichen Bestande wird reichlich aufgewogen durch die Mannigfaltigkeit der Struktur.

Mineralbestand der Quarztrachyte und Quarzporphyre.

Quarztrachyte und Quarzporphyre sind nach dem Gesagten neo- und paläovulkanische Ergußgesteine von porphyrischer Struktur, welche bei normaler Ausbildung durch die Mineralkombination Quarz-Alkalifeldspat unter den Einsprenglingen und bei holokristalliner Gestaltung auch in der Grundmasse charakterisiert sind. Neben dem Alkalifeldspat sind in gewissen Typen saure Kalknatronfeldspate in geringer Menge als Einsprenglinge vorhanden. In einer Übergangsform der Liparite zu den Trachyten und Daciten findet sich auch Labrador als Einsprengling. — Als femische Gemengteile erscheinen neben der maßgebenden Kombination in bis zum Verschwinden geringen Mengen Biotit und Glieder der Amphibol- und Pyroxenfamilie. Allenthalben, aber stets nur in sehr kleinem Betrage sind Eisenerze, Apatit und Zirkon nachzuweisen. Gegenüber den Tiefenformen der granitischen Magmen ist die Seltenheit und geringe Mannigfaltigkeit der Übergemengteile zu betonen, von denen Tridymit, Cordierit und seine Pseudomorphosen, Titanit, Granat, Orthit, Olivin, Topas, Turmalin und Fluorit besonders zu nennen wären.

Der Quarz erscheint in der Regel als Einsprengling dem unbewaffneten Auge erkennbar in der Form des Dihexaëders, oft mit schmalem, selten mit kräftiger entwickeltem Prisma, sehr oft ohne dieses. O. Mügge beobachtete ein steileres Rhomboeder akzessorisch am Quarz der Quarztrachyte des Kilimandjaro-Gebietes. Es gibt jedoch nicht eben spärliche Quarztrachyte und Quarzporphyre, welche ihrem Namen zum Trotz keine Quarzeinsprenglinge enthalten. G. Tschermak nannte diese Gesteine Felsitporphyre, Fr. Rinne möchte sie nach einem Vorkommen Tsingtauite heißen. Das Fehlen der Quarzeinsprenglinge erklärt sich dadurch, daß der Effusionsakt stattfand, ehe die Entwicklung des Magmas bis zur kristallinen Ausscheidung dieses Gemengteils vorgeschritten war. — Kanten und Ecken der Quarzdihexaeder sind selten scharf, meistens mehr oder weniger gerundet, bisweilen bis zur Kugelform. — Von einer nicht unbeträchtlichen Volumveränderung der Quarze bei der Abkühlung und Verfestigung der Gesteine geben gelegentlich Spannungskreuze bei gekreuzten Nicols um die Glaseinschlüsse und Risse und Sprünge um dieselben Kunde. Eine Folge dieser Volumveränderung ist auch wohl die zumal peripherische Zerklüftung der Kristalle, so daß die Ecken förmlich losgesprengt sind. Ja in manchen Vorkommnissen findet sich der Quarz mehr oder weniger ausschließlich in scharfkantigen und eckigen Bruchstücken. Man kann dann bisweilen die ursprünglich einem und demselben Individuum angehörigen Teile noch wohl erkennen. Je weiter aber zusammengehörige Fragmente voneinander abliegen, desto schwerer wird es, sie als zusammengehörig zu bestimmen. Da diese Fragmente

nirgends optische Deformationen, randliche Zertrümmerungen oder andere Phänome der Kataklase zeigen, so muß man annehmen, daß die Individuen während oder nach der Eruption zerbrachen, jedenfalls solange das Gestein noch eine gewisse Beweglichkeit besaß. Diese starke Zerklüftung des Quarzes wurde niemals bei Tiefengesteinen beobachtet.

Zu den, schon durch die Kantenrundung angedeuteten, magmatischen Resorptionsphänomenen gehören die oft flach geschwungenen, oft aber auch tief eindringenden, sackförmigen oder auch ganz bizarr gestalteten Einstülpungen und Einbuchtungen der Kristallumrisse des Quarzes, welche von der Gesteinsgrundmasse in später zu besprechender, wechselnder Ausbildung erfüllt werden. Die Entwicklung dieser chemischen Deformationen fällt, wie leicht nachweisbar, in die Zeit zwischen der Ausscheidung der Quarze und der definitiven Verfestigung des Gesteins, d. h. in die Effusionsperiode; dagegen kann die je vorliegende Art der kristallinen Ausbildung der Grundmasse im Gestein und in den Quarzeinstülpungen in dieselbe Zeit oder auch in die metasomatische Periode der Gesteinsgeschichte gehören.

Daß Zwillingsbildungen, wie bei den aufgewachsenen Kristallen, eine große Verbreitung haben, ist von Mügge sowohl für die Quarze der Porphyre, wie für die der Liparite und Granitporphyre erwiesen (O. Mügge, Über den Kristallbau der pyrogenen Quarze. N. J. 1892. I. 1). Ja, Zwillinge sind sogar häufiger als einfache und rechte und linke Zwillinge etwa in gleicher Zahl, dagegen Zwillinge von Rechts- und Linksquarz sehr selten. Damit stimmen Wahrnehmungen Siepert's an argentinischen Porphyren. Auch A. Osann schloß aus einer Riefung der Polkanten des Dihexaeders der Quarzeinsprenglinge eines Liparitbimssteins des Cabo de Gata auf Zwillingsbildung und wies dieselbe durch Ätzung nach. Unter 12 geprüften Kristallen fanden sich 7 Rechts- und 5 Linksquarze. Zwillinge von Rechts- und Linksquarz wurden nicht beobachtet. — Man findet bei einiger Aufmerksamkeit sehr oft, daß die mehr oder weniger in einem Längsschnitt getroffenen Individuen nicht in ihrer ganzen Ausdehnung gleichzeitig das Licht zwischen gekreuzten Nicols auslöschen, sondern in zwei, seltener in drei oder mehr Teile zerfallen, deren Grenze der Hauptaxe angenähert parallel ist, und in denen die Auslöschungsrichtungen um ein weniges (1^0—2^0) differieren. Das entspricht wohl auch einer subparallelen Verwachsung verzwillingter Individuen, wie sie ja auch makroskopisch sehr verbreitet ist.

Nur in wenigen Fällen, besonders deutlich in granophyrischen Apophysen des Brockengranitits und in gangförmigen Granophyren des Lake-Distrikt in Cumberland (Armboth-Dyke) zeigten die Quarzeinsprenglinge eine sehr feine und leicht zu übersehende, etwas verwaschene, zwillingsartige Streifung parallel den Projektionen einer oder mehrerer Rhomboederflächen zwischen gekreuzten Nicols. Beide Erscheinungen haben nichts gemein mit der sogenannten undulösen

Auslöschung; innerhalb jedes Teils ist die optische Orientierung eben eine konstante, nicht mit dem Orte wechselnde. Ähnliches beobachtete FRANCHI an dem Quarz des Gneiß von Costa di Casa, Ligurien; er nennt solchen Quarz Quarzo lestato oder Quarzo a graticcio (Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1893. 53). — Sehr selten ist eine Art Kappenquarzbau, wobei hauchförmig dünne Häute von Grundmasse einen Kern von 3—4 Schalen und diese voneinander trennen.

Eine bisweilen sogar recht deutliche Spaltung des Quarzes nach den Flächen des Rhomboeders ist keineswegs sehr selten. Besonders gut zeigte sie sich in den Quarzporphyren von Steinbach (Baden), Rupt (Vogesen), Kreuznach, Dobritz; in den Vitrophyren von Corbitz, Garsebach usw., und wurde auch von WEIDMANN, CLEMENTS, GREGORY, KÄCH u. a. beobachtet.

Auffallend dunkel gefärbt (LOSSEN's Tintenquarze) sind bisweilen die Quarze der Keratophyre. Im Quarzporphyr ist dies sehr selten, doch erwähnt es SIEPERT von Burrito muerto (Catamarca). Cajon de la Punta Negra und vom Cumbre de la Brea (San Juan) in Argentinien, CH. W. CROSS am Liparit vom Chalk Mountain im Leadville District.

Die Interpositionen der Porphyrquarze sind im ganzen spärlicher, aber mannigfacher als diejenigen der Granitquarze. Außer den recht seltenen Individuen älterer Ausscheidungen findet man Flüssigkeits-, Grundmasse-, Glas- und mikrolithische Einschlüsse. Am allgemeinsten verbreitet sind Flüssigkeitseinschlüsse, die sich von denen der Granitquarze nur durch fast allenthalben spärlicheres Auftreten unterscheiden. In diesen kommen gelegentlich auch dieselben kubischen Kriställchen vor (Münster a. Stein, Scharzfeld a. H., St. Nabor u. a. O.). In Lipariten beobachtete sie H. CLIFTON SORBY (Ponza), J. NIEDZWIEDZKI (Samothrake), A. v. LASAULX (Ravin de l'Usclade), ALFR. STELZNER (Prov. Catamarca, Argentinien). — Liquide Kohlensäure wurde bisher nur von P. H. DAHMS in den Quarzeinsprenglingen der Makwassi-Berge im Transvaal beobachtet. — Einschlüsse der Grundmasse in den Quarzeinsprenglingen scheinen sehr verbreitet; sie sind wahrscheinlich oft bloße Einstülpungen, die durch die Schnittlage sich als Einschlüsse darstellen. Dihexaëdrische Form derselben spricht für die Auffassung als echte Einschlüsse. Wo diese Grundmassen-Einschlüsse kristallin sind, konnten sie nicht als solche aufgenommen werden; sie waren ursprünglich Teilchen des Magmas, die sofort im Quarz kristallisierten oder aber glasig erstarrten und später durch irgendwelche Vorgänge sich zu einem kristallinen Aggregat entwickelten. — Glaseinschlüsse, mit selten mehr als einem Bläschen, haben meistens dihexaëdrische, seltener rundliche oder eiförmige Gestalt. Im ersten Falle sind die Umrisse der verschiedenen Einschlüsse desselben Quarzindividuums selbstverständlich unter sich und mit denen des Wirtes parallel. Sie sind fast stets farblos, außer in den Vitrophyren, wo sie öfters gelblich bis hellbräunlich oder grau, nach F. ZIRKEL

bräunlich in Lipariten des 40. Parallels in den Vereinigten Staaten erscheinen; ihre Menge ist stets eine geringe und sehr vielen Quarztrachyten und Quarzporphyren mangeln sie ganz. Ihr Auftreten oder Fehlen ist vollständig unabhängig von der mehr oder weniger kristallinen Entwicklung der Grundmasse des Gesteins. Entglasungsphänomene sind in diesen Glaseinschlüssen im ganzen nicht häufig; es bilden sich dann bald globulitische, bald strahlige Aggregate in denselben. Um diese Einschlüsse herum zeigen sich gelegentlich Spannungsphänomene in den Wirten, die teils nur zu optischer Erscheinung gelangen, teils bis zur Entstehung förmlicher Risse führen, die von den Ecken der Glasdihexaëder in den Quarz hineinziehen. Im ersten Falle zeigt sich bei Einstellung des Wirtes auf Dunkel zwischen gekreuzten Nicols eine eigentümliche Lichtfigur; der Einschluß wird von vier schwach bläulich aufgehellten Quadranten umgeben, welche durch ein dunkles Kreuz parallel den Nicolhauptschnitten geschieden werden. Besonders schön wurde die Erscheinung in einem Quarzporphyr vom Iberg bei Baden beobachtet. Brewster und Sorby fanden bekanntlich dasselbe Phänomen um Einschlüsse in Diamant, Vogelsang in Schlacken; es findet sich oft in Haüyn und Sodalith. Nur sehr selten bilden die Glaseinschlüsse gezackte oder gelappte Blättchen und dann führen sie gewöhnlich mehrere Luftbläschen, so in den Porphyren vom Spielweg im Münsterthal (Schwarzwald) und von Baden-Baden. — Einschlüsse von Gasen sind ziemlich allverbreitet. — Mikrolithische Interpositionen verschiedenartiger Gestalt gelegentlich mit anhängenden Glaströpfchen finden sich in allen Gebieten; E. Cohen bespricht Eisenglanz und trichitische Gebilde aus den Quarzen der Odenwälder Porphyre. Auffallend sind farblose Würfel, welche denjenigen der Flüssigkeitseinschlüsse täuschend ähneln, in dem Quarze des Porphyrs vom Raubschlößchen bei Weinheim; nach Cohen auch im Porphyr vom Daumberg. J. P. Iddings fand die Quarze eines wohl quarzkeratophyrischen Gesteins von Llano, Texas, erfüllt mit zahlreichen individualisierten Interpositionen zweierlei Art: 1. äußerst dünne, farblose Prismen, die bisweilen in eine Reihe winziger Körnchen übergehen, als wären sie zerbrochen, mit einer Lichtbrechung höher als Quarz und ohne erkennbare Doppelbrechung; 2. äußerst dünne, sechs- oder dreiseitige Täfelchen von hellbrauner Farbe, die im reflektierten Sonnenlicht metallische Reflexionen von bläulichweißer und anderen Farben geben und für Ilmenit gehalten werden. — Die verschiedenartigen Interpositionen schließen sich nicht etwa gegenseitig aus, sondern sie können sämtlich in einem und demselben Quarzindividuum auftreten. Daß sich um die durch Resorption deformierten Quarze später eine trübe Quarzaureole in paralleler Orientierung abgesetzt hatte, beobachtete A. Osann an der Punta della Testa, Cabo de Gata. Ebenso fand W. Ramsay die Quarzeinsprenglinge des Quarzporphyrs der Insel Hogland von einem oft auffallend breiten Mantel später angeschossenen Quarzes umhüllt.

Sehr auffallend ist es, daß hie und da in Quarzporphyren die Quarzeinsprenglinge teils gänzlich, teils unter Hinterlassung eines zelligen Skeletts ausgelaugt werden, während die Feldspate erhalten bleiben. A. Sauer erwähnt das von einem Gangporphyr von Bobritzsch in Sachsen, Chr. Vogel von dem Quarzporphyr von Groß-Umstadt (»Auf der Platte«) in Hessen-Darmstadt. Beide Autoren weisen auf die Nähe von Baryt- bezw. Gneiß-Chalcedon-Brecciengängen als vielleicht bedingend für die Erscheinung hin.

Wo in der Grundmasse der Quarzporphyre und Quarztrachyte Quarz vorkommt, ist derselbe, von gewissen Entwicklungsformen der Granophyre und Felsophyre abgesehen, nur selten idiomorph. Damit fallen auch die so sehr charakteristischen chemischen Deformationen der Einsprenglinge fort. Ebenso fehlen ihm dann die Einschlüsse von Glas und Grundmasse, während solche von Flüssigkeiten und Gasen, wenn auch spärlich, vorkommen. Der Grundmassen-Quarz der Porphyre hat also in gewissem Sinne die Mikrostruktur des Granitquarzes. Dieselbe Mikrostruktur haben größere, oft schon mit bloßem Auge erkennbare Quarzkörner, welche zumal in fluidalen Porphyren gern in linsenförmigen Aggregaten beisammen liegen. Dieselben sind eben auch Grundmassenquarz, nur in makrokristalliner Ausbildung, soweit sie nicht, wie auch der Quarz der eigentlichen Grundmasse, sekundärer Natur sind. Dahin rechne ich auch besonders jene linsen- bis schlierenförmigen, allotriomorph-körnigen Aggregate, welche, zumal in den mikrofelsitischen Gesteinsformen, verbreitet sind, und von den französischen Petrographen sehr bezeichnend Boutonnières genannt werden. Man kann bei ihnen gelegentlich wie bei einem Knopfloch eine der langen Mittellinie folgende Diskontinuität angedeutet finden. Das sind Ausfüllungen alter, der Fluidalrichtung entsprechend lang gezogener Hohlräume.

In Quarztrachyten und Quarzporphyren herrschen die Alkalifeldspate, von denen Sanidin, Orthoklas, Anorthoklas und Albit nachgewiesen sind. Die Kalknatronfeldspate treten nur untergeordnet auf und gehören dem Na-reichen Ende der Reihe an. Basischere Formen als Andesin sind auf Vitrophyre und auf eine Grenzform nach den Daciten und Andesiten hin beschränkt.

Sanidin ist der charakteristische Feldspat der Quarztrachyte und findet sich mit vollkommen gleichen Eigenschaften in den glasigen Formen der eigentlichen Quarzporphyre. Den derben Habitus der Orthoklase besitzen die Kalifeldspate der Quarztrachyte wohl nur im unfrischen Zustande. F. Zirkel fand ihn bei den Einsprenglingen eines Liparits von der Insel Mokvia im Rotorua-See auf Neu-Seeland, J. Niedzwiedzki bei solchen von der Insel Samothrake. Orthoklas ist der normale Feldspat der nicht glasigen Quarzporphyre und hat selbst im frischen Zustande mehr den Adular- als den Sanidin-Habitus. Meistens aber haben ihn Verwitterungsvorgänge und Infiltrationen stark getrübt. Gegenüber den Tiefengesteinen ist für die Ergußgesteine die

große Seltenheit des Mikroklins zu betonen. T. HARADA hat ihn bei seiner Untersuchung der Luganeser Porphyre zweimal in einem Gange bei Maroggia beobachtet und P. SIEPERT gibt ihn aus Argentinien (Felsophyr von San Pedro, Cordoba) an, führt sein Erscheinen aber hier auf Gebirgsdruck zurück und tatsächlich ist die Umwandlung des Orthoklas in Mikroklin in dynamometamorph beeinflußten Quarzporphyren recht verbreitet. Auffallend selten finden sich auch Mikroperthit und Kryptoperthit. A. OSANN beobachtete den Mikroperthit als Einsprengling in den Lipariten der Torre della Testa am Cabo de Gata, wo er bisweilen granophyrisch von Quarz durchwachsen ist. Mir wurde der Mikroperthit als Einsprengling neben Oligoklas in einem nicht ganz frischen nevaditischen Liparit von der Straße zwischen Manghi und Tiflis im Kaukasus bekannt.

Die Einsprenglinge von Sanidin und Orthoklas sind vorwiegend tafelförmig nach M, selten säulenförmig nach der Kante P/M und werden dann von P, M, l, y oder x begrenzt; daneben treten die Flächen von n, o, z oft, aber sehr untergeordnet auf. A. D'ACCHIARDI erkannte ($\bar{4}03$) an den Sanidinen der cordieritführenden Liparite von Donatico. Weit häufiger in den Quarzporphyren als in den Quarztrachyten ist ein isometrischer Habitus der Feldspateinsprenglinge, wobei sie von P, M und y im Gleichgewicht, daneben sehr kleinen l-Flächen begrenzt werden. Der sehr verbreitete schalige Bau der Feldspate läßt nicht allzuselten das anfängliche Vorhandensein von Flächen erkennen, die in der definitiven Begrenzung durch Überwachsen verschwanden. So ist besonders oft x in den inneren Zonen vorhanden, während es äußerlich durch die weit häufigere Form y verdrängt wurde. — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist allgemein verbreitet, nach dem Bavenoer Gesetz selten (Neuengrünrain bei Barr, Arona am Lago Maggiore, La Morette im Dép. Var; ferner Groveton, N. H. nach G. W. HAWES, Streitwald bei Frohburg und Naundorf am Tharander Wald nach E. KALKOWSKY, Mokpho in Korea nach J. ROTH) und allenthalben vereinzelt, nach dem Manebacher Gesetz an der namengebenden Lokalität, am Raubschlößchen bei Weinheim, in Korea (nach J. ROTH). — Kantenrundung ist äußerst verbreitet, dagegen fehlen tiefergehende chemische Deformationen der Umrisse den meisten Gesteinen. L. BUCCA betont die starke Korrosion der großen Sanidine in den Lipariten der Umgebung des Sees von Bracciano und bei Cervetri gegenüber den nicht korrodierten Einsprenglingen der zwillingsgetreiften Feldspate. Hier sind diese Gesteine zu den Trachyten gestellt. — Einfache Zerbrechungen mit scharfen Bruchrändern und ohne randliche Kataklase sind allenthalben zu beobachten und auf den Akt der Eruption zurückzuführen. In manchen Porphyren sieht man mehr Feldspatfragmente, als ungeschädigte Kristalle. — Mechanische Deformationen gehen (von extremen, später zu besprechenden Fällen abgesehen) nicht über deutliche Biegung der Blätterdurchgänge hinaus und treten nur bei gestörter Lagerung in gefaltetem Gebirge auf, nicht in den ungestörten Decken.

Die Spaltung nach P und M ist in hinreichend dünnen Schliffen sehr deutlich durch scharf parallele Risse ausgeprägt. Die nach der Kante P/M gestreckten Kristalle besitzen außerdem eine angenähert orthopinakoidale Absonderung; die ihr entsprechenden Risse sind nie geradlinig, auch niemals streng parallel untereinander. Ch. W. Cross beschrieb (cf. auch Bull. U. S. geol. Survey No. 20, 75 sqq.) von natronreichen Sanidinen der Quarztrachyte vom Chalk Mountain im zentralen Colorado und Ragged Mountain, Gunnison Co., Col. eine Teilbarkeit nach einem steilen positiven Hemidoma, welches er als $\frac{11}{7}P\bar{\infty}$ ($\bar{1}5.\ 0.\ 2$) berechnet. Die dieser Teilbarkeit entsprechenden Risse bilden auf Schnitten nach M mit der Trace von P einen Winkel von 72° 53′. Cross betrachtet diese Teilbarkeit, welcher wie auch bei Adular und Murchisonit ein schöner blauer Lichtschein entspricht, nicht als eigentliche Spaltbarkeit, was sie doch wohl zweifellos ist, ebenso wie bei den Orthoklasen vieler Elaeolithsyenite und Alkalisyenite. Derselbe blaue Lichtschein wurde von Arn. Hague und J. P. Iddings an den Sanidinen von Lipariten des Eureka District, von F. Zirkel an solchen vom Chataya Peak, Pah Ute Range, aus einer Schlucht N. vom Shoshone Paß, W. vom New Paß, Desatoya Mountain, von Iddings an den Sanidinen mancher, fast absolut plagioklasfreier Liparite der Tewan Mountains in New Mexico, die als farbige Gemengteile etwas Augit und spärliche braune Hornblende führen, beobachtet. Daß derselbe auch hier auf die steile orthodomatische Teilbarkeit zurückzuführen ist, wurde von Cross für das Gestein von Pah Ute Range nachgewiesen. Spaltbarkeit nach einem steilen Orthodoma kommt auch im Sanidin des Eisenbacher Liparits in Ungarn vor. Nach A. Osann ist dieser blaue Lichtschein charakteristisch auch für die Sanidine der Quarztrachyte von Trans-Pecos, Texas, als deren Typus die Decke bei Fort Davis beschrieben wird. Die Sanidine sind hier und ebenso am Muerto Spring prismatisch nach der Vertikalen mit (110) und (010) im Gleichgewicht, terminal (001) ($\bar{2}01$) und (021); letzteres oft so herrschend, so daß (001) nur einen schmalen Streifen bildet. Die Kristalle brechen leicht nach einer etwa wie (100) liegenden Fläche, und auf dieser Bruchfläche, welche Seidenglanz besitzt, tritt der blaue Lichtschein am stärksten hervor. Auf (001) ist $a : \alpha = 0^0$, auf (010) $= 10{,}5^0$—12^0. Lamellenbildung und perthitische Verwachsung fehlen vollständig. Auch hier zeigen die Schnitte nach M jene Spaltung nach einem positiven Hemidoma, etwa von der Lage ($\bar{1}5.\ 0.\ \bar{2}$), außerdem aber noch kurze Spaltrisse, welche mit der Normalen auf P einen Winkel von 34° im stumpfen $\sphericalangle\beta$ bilden und also der Trace eines negativen Hemidomas (701) entsprechen, und solche, welche parallel der Trace y ($\bar{2}01$) laufen und mit der Normalen auf P etwa 9° 30′ im spitzen $\sphericalangle\beta$ einschließen. Dieser Feldspat ist ein Natronsanidin mit spez. Gew. = 2,582. Osann möchte diese Risse als einer Gleitung entsprechend deuten, welche durch die hohe Beimischung des $NaAlSi_3O_8$-Moleküls hervorgerufen wurde.

Soweit Untersuchungen darüber vorliegen, zeichnen sich die

Sanidine oft durch sehr kleine optische Achsenwinkel aus, wobei auch wohl statt der normalsymmetrischen Achsenlage die symmetrische vorkommt. L. Bucca erwähnt, daß bei $\varrho < v$ in den Sanidinen der lithoiden Quarztrachyte vom Monte Cucco bei Cervetri, vom Monte Santo und Monte Cisterna bei Sasso die Achsenebene für rot senkrecht steht auf derjenigen für blau. Besonders bei wenig auskristallisierten, zumal auch vitrophyrischen Lipariten scheinen kleine Achsenwinkel häufig zu sein. Über die Größe des Winkels der optischen Achsen bei den derben Orthoklasen der Quarzporphyre liegen neuere Untersuchungen nicht vor.

Eine in unregelmäßigen Feldern wechselnde Auslöschung, ähnlich derjenigen, wie sie in den Keratophyren verbreitet ist, kommt auch bei den ungestreiften Feldspateinsprenglingen der Quarzporphyre vor, z. B. sehr schön in denen der Gegend von Schemnitz. Doch ist nur recht selten eine Zwillingsstreifung dabei zu erkennen.

Von Einschlüssen der Sanidine und Orthoklase sind neben spärlichen Vorkommnissen der älteren Ausscheidungen (Biotit, Hornblende, Augit, Magnetit, Apatit und etwas häufiger trikliner Feldspat in oft paralleler Orientierung) besonders Glaseinschlüsse in unregelmäßiger Gestalt oder in der Form des Wirtes zu erwähnen. Flüssigkeitseinschlüsse sind sehr selten, doch beobachtete sie z. B. Alfr. Stelzner in Lipariten der Prov. Catamarca in Argentinien und F. Zirkel reichlich in einem Liparit von Sheep Coral Cañon, dessen Quarze nur Glaseinschlüsse führten. Ch. Cross gibt solche aus dem Sanidin eines Liparits der Black Hills im Leadville District an; sie führten die bekannten Würfelchen, ebenso wie die der Quarzeinsprenglinge dieses Gesteins. — Daß Quarz als Einschluß in Sanidin vorkomme, berichten übereinstimmend Zirkel und Schirlitz von einem sonst quarzfreien Liparit, der gangförmig bei Raudarsbrida am Hammarsfjord im Ostland von Island auftritt. C. W. Schmidt bestreitet die Angabe. Ich fand sie vereinzelt im Sanidin des Nevadits des Chalk Mountain. Ebenso sind zumal in den peripherischen Teilen der Orthoklaseinsprenglinge der Quarzporphyre hier und da Quarzkörner eingewachsen, deren Dimensionen mit Annäherung an den Rand der Kristalle zunehmen. Die Erscheinung gehört in die Gruppe der granophyrischen Strukturformen und deutet auf ein Weiterwachsen der intratellurisch ausgeschiedenen Feldspate während der Effusionsperiode. G. H. Williams beschrieb dieses Phänomen zuerst aus Triberger Quarzporphyren. — In manchen Quarzporphyren sind die Orthoklase trübe durch staubförmig feine Partikel, welche bald opak, bald bräunlich bis gelblich, bald grau, selten grünlichgrau durchscheinen. Ich halte sie für Partikel von Eisenerzen. Für Infiltrationen darf man wohl die Körnchen und Blättchen von Calcit und die erdigen Häufchen von Limonit ansehen, welche in unfrischen Gesteinen besonders auf den Spaltrissen der Feldspate sich allgemein verbreitet finden. — Gaseinschlüsse sind häufig in den Sanidinen, dagegen nur recht selten in den Orthoklasen zu erkennen. Hier sind sie anscheinend mit den genannten Infiltrationsprodukten erfüllt.

Die Umwandlung des Feldspats zu Kaolin und zu Muscovit (Sericit, Pinitoid) ist die gleiche, wie im Granit; dabei werden die Kristalle bisweilen zellig. Umbildung des Orthoklas zu Epidot bei reichlicher Ausscheidung von Tridymit (?) beschreibt Al. Lagorio in einem schwarzen Porphyr von Wällikallio auf der Insel Hochland. Eine mehr oder weniger vorgeschrittene Verdrängung des Feldspats durch Turmalinbüschel scheint ein Grenzphänomen, oder an Spalten gebunden zu sein und findet sich an Gangporphyren des Schwarzwaldes, der Vogesen und in Cornwall; ferner am Auersberg im Harz, bei Lugano. In dieselbe Kategorie gehört wahrscheinlich die von H. Laspeyres bei Halle a. S., von Th. Liebisch an nordischen Geschieben beobachtete Ansiedlung von Fluorit im Orthoklas, der dann bezeichnenderweise löcherig und zerfressen erscheint.

Wo der Kalifeldspat in zweiter Generation als Gemengteil der Grundmasse auftritt, da wechselt seine Gestalt mit dem strukturellen Charakter der Grundmasse. Bei mehr mehr oder weniger holokristalliner Entwicklung derselben ist er deutlich idiomorph und isometrisch durch gleichmäßige Entwicklung von P, M und y. In den mikrofelsitischen Grundmassen bildet er gern schmale, nach der Kante P/M gestreckte, auch wohl gegabelte Leistchen, die bald einzeln liegen, bald sich büschelförmig aggregieren oder zu sehr regelmäßigen Sphärolithen sich ordnen. Bei vitrophyrischen Grundmassen zeigt er entweder dieselbe Leistenform und die gleichen Aggregationen oder er erscheint auch wohl in äußerst dünnen Tafeln nach M, die dann gern nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt übereinander liegen.

Der Anorthoklas ist der charakteristische Einsprenglingsfeldspat der pantelleritischen Gesteine. Die Tafelform nach M herrscht, prismatische Streckung nach der Kante P/M ist selten, solche nach der Vertikalachse häufiger, die Flächenkombination wie bei Sanidin und Orthoklas, der Habitus glasig. Was über Spaltung nach P und M und über Einschlüsse von Sanidin gesagt wurde, gilt auch vom Anorthoklas. R. Bréon vermutet den Anorthoklas auch als herrschenden Feldspat in den isländischen Lipariten. A. Osann wies ihn mit voller Bestimmtheit im Liparit des Muerto Spring, Trans-Pecos, Texas, nach mit $A_p = 1{,}5^0$, $A_m = 7^0—10^0$, sp. G. 2,594. Er hat hier die gleichen Formen und dieselbe Spaltbarkeit wie der oben besprochene Natronsanidin von Fort Davis, nur fehlen die Risse nach $(\bar{2}01)$ und (701), und zeigt denselben blauen Lichtschein. — E. Manasse erkannte den Anorthoklas als Einsprengling in den Bimssteinen des Vulkans Alid in der italienischen Colonia Erythrea, die wohl zu den Alkaligesteinen gehören werden. F. C. Calkins gibt ihn an aus Lipariten des John Day Basin in Oregon, F. Tannhäuser aus Lipariten von Argentinien mit $A_p = 2^0\,3'$.

Albit von tafelförmigem Habitus nach M, kombiniert mit P, M, T, l, y, liefert die Feldspateinsprenglinge in den Quarzkeratophyren. Neben der Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz findet sich oft das Karlsbader Gesetz. Auf eine mikroperthitische Verwachsung mit andern

Feldspaten deutet vielleicht ein unregelmäßiger Wechsel von einfach zwillingsgestreiften und einheitlichen oder auch gitterartig doppelt gestreiften Feldern. Die Erscheinung bedarf noch fortgesetzter Studien zu einer befriedigenden Erklärung; sie gibt sich oft schon dem bloßen Auge im auffallenden Lichte durch ein scheckiges Aussehen der Kristalle kund.

Die Kalknatronfeldspate, vom Mikrotinhabitus in den Quarztrachyten und glasigen Quarzporphyren, derbe in den mehr oder weniger holokristallinen paläovulkanischen Typen, zeigen tafelförmigen Habitus mit derselben Flächenkombination wie die Alkalifeldspate. Albitgesetz ist allgemein, Karlsbader Gesetz sehr verbreitet, Periklingesetz seltener und nur in Begleitung des Albitgesetzes beobachtet. Soweit genauere Bestimmungen vorliegen oder vorhandene Analysen sicheren Anhalt geben, treten die sauren Mischungen des Oligoklas-Albits und des Oligoklases am häufigsten in den normalen Gesteinstypen auf. Doch bestimmte F. Tannhäuser Andesin in argentinischen Lipariten z. T. begleitet von Labradorit und Oligoklas. Das vereinzelte Auftreten von Labradorit im bläulichschwarzen Obsidian von Kaldalo zwischen Husafjéll und Brunnöer auf Island beobachtete schon Bréon; er war geneigt, dabei an Einschlüsse zu denken, die aus basischen Eruptivgesteinen übernommen wären. Labradorit tritt in manchen vogesischen Ganggranophyren, nach C. Riva im Felsophyr von Lugano, ebenso in Felsophyren der Gegend von Fréjus, Dép. du Var, auf. Bytownit wird von Al. Cathrein aus Vitrophyr von San Lugano zwischen Neumarkt und Cavalese, Südtirol, angegeben. Labradorit ist der normale Plagioklaseinsprengling in manchen Zwischenformen nach den Daciten und Quarzporphyriten hin und in den Pyroxenquarzporphyren der Gegend von Leipzig, die in diesem Buche bei den Orthophyren besprochen werden. — Zonare Struktur mit nach außen abnehmendem Anorthitgehalt in den Schalen ist nicht allzuselten. Nach L. Duparc und J. F. Pearce sind zonare Plagioklase, deren Kerne bis zum Labradorit hinabgehen, die einzigen Feldspateinsprenglinge der Plagioliparite vom Cap Marsa und Cap Blanc an der algierischen Küste. — Eine Überwachsung der Plagioklase durch Sanidin ist in mehr oder weniger holokristallinen Gesteinsformen weit häufiger als in mikrofelsitischen und vitrophyrischen. Oft ist dann aus dem gewellten und buchtenreichen Verlauf der Grenzfläche zwischen Plagioklas und Sanidin zu erkennen, daß eine Korrosion des ersteren vor Absatz des letzteren stattfand. — Den effusiven Äquivalenten der Alkaligranite fehlen die Kalknatronfeldspate meistens vollständig; aber auch in den eigentlichen Quarzporphyren können sie fehlen, wie es E. Cohen von denen des südlichen Odenwalds, F. Zirkel von dem Porphyr des Drumadoon Point auf Arran angibt, dessen Stellung allerdings vielleicht eine andere ist. — Einschlüsse und Zersetzungserscheinungen (Epidotbildung ist häufiger), sowie magmatische Zerbrechungen sind analog, wie bei dem Orthoklas. Mechanische De-

formationen durch Gebirgsdruck bedingen öfters gewundene Zwillingslamellen, wohl auch mechanische Zwillingsbildungen. Eigentliche Kataklase ist auf extreme Fälle beschränkt. — In der Grundmasse tritt ein zwillingsgestreifter Feldspat nur ganz selten auf, am häufigsten bei starker Abnahme des Quarzes in Übergangsformen zu quarzfreien Porphyren und Porphyriten.

Das Glimmermineral unter den Einsprenglingen ist ein tiefbraun durchsichtiger Biotit mit starker Absorption der parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen. Er bildet idiomorphe, dünne sechsseitige Tafeln. Zwillingsbildungen nach dem TSCHERMAK'schen Gesetz mit (001) als Verwachsungsebene scheinen selten zu sein (Glashütte bei Schemnitz). Biegungen und Knickungen infolge der Bewegung des Magmas sind recht verbreitet. — Eine genauere Untersuchung dieses Minerals steht noch aus. Es kommen fast einachsige und solche Varietäten mit recht großem Achsenwinkel ($2E = 35^0$ bei Campiglia maritima) vor; letzteres beobachtete auch L. BUCCA an Quarztrachyten und ihren Gläsern aus der Umgebung des Sees von Bracciano. — Bemerkenswert ist die Häufigkeit einer zweiten Generation von Biotit in sehr kleinen und äußerst dünnen Blättchen bei typisch effusiven Lipariten. Sehr auffallend und gegen die Regel wäre das Erscheinen des Biotits in der Grundmasse, während er als Einsprengling fehlt. Ein solches Vorkommen wird jedoch von PENCK in dem Grimmaer Quarzporphyr, von SCHALCH in Annaberger Mikrograniten angegeben. — Als Einschlüsse findet man im Biotit Kristalle von Eisenerzen, Zirkon und Apatit, gelegentlich mit pleochroitischen Höfen umgeben, wie im Granit. Im unfrischen Gestein bleicht sich der Glimmer oft vollständig, ohne sonst eine merkliche Änderung seiner Eigenschaften wahrnehmen zu lassen. Der an die Stelle des Biotits getretene Muscovit scheint dabei z. T. neu kristallisiert zu sein, denn er bildet nicht selten rosettenförmige Aggregate neben parallel liegenden Blättchen. Eisenerze, anscheinend dem Biotit entnommen, verunreinigen ihn. — Häufiger ist die Pseudomorphose von Chlorit nach Biotit mit demselben Bildungsgang und den gleichen Nebenprodukten, wie bei dem Granit beschrieben wurde. Dabei wird auch hier in manchen Gesteinen Rutil in zierlichen Nadeln ausgeschieden, die im Chlorit in drei, unter etwa 60^0 sich kreuzenden Systemen liegen. Noch häufiger scheint ein in sehr stark licht- und doppelbrechenden, pyramidalen oder tafelförmigen Kristallen ausgebildetes Mineral zu sein, welches nach Umgrenzung und Spaltbarkeit, wo diese wahrnehmbar ist, dem Anatas zugerechnet werden muß (Todtmoos, Münsterthal im Schwarzwald, Rupt in den Vogesen, Read Quarry, Liskeard, Cornwall u. a.). Als Brookit fand sich die Titansäure ausgeschieden in dem zersetzten Biotit eines Quarzporphyrs von Lenzkirch im Schwarzwald. — Bei propylitischer Affektion der Liparite findet sich wohl auch die Pseudomorphose von Epidot nach Biotit, wie sie A. OSANN von Carizalejo am Cabo de Gata beschreibt.

Bisweilen scheint der Biotit ganz unter den Einsprenglingen zu

fehlen, ohne durch ein anderes Mineral (Amphibol oder Pyroxen) vertreten zu werden; so in einigen Botzener Porphyren und bei La Morette, Dép. Var, ebenso nach F. Schalch in mikrogranitischen Gangporphyren der Gegend von Annaberg.

Farbloser Kaliglimmer, welcher auch in primären (?) Blättchen in der Grundmasse der Quarzporphyre holokristalliner Ausbildung recht häufig angegeben wird, ist als Einsprengling jedenfalls nur sehr spärlich bekannt. E. Kalkowsky nennt ihn aus Quarzporphyr von Buchholz bei Annaberg und von Altenhain (von Sauer bestätigt), Websky und Liebisch (Z. D. G. G. 1877. XXIX. 731) aus Quarzporphyr von Kupferberg in Schlesien, Ch. W. Cross aus dem Dép. Côtes-du-Nord, Rothpletz aus dem sphärolithischen Quarzporphyr von Mühlbach in Sachsen (hier in paralleler Verwachsung mit Biotit), K. A. Lossen vom Auersberg bei Stolberg am Harz. Kaum glaublich ist die Angabe Zirkel's, der in einem Quarzporphyr vom Pic du Midi de Pau Muscoviteinsprenglinge neben solchen von Hornblende fand. Dem Muscovit sehr ähnlicher, gebleichter Biotit ist in den südodenwälder Porphyren häufig. — In der Grundmasse bildet er sehr kleine grünliche oder gelbliche, meist aber farblose Blättchen von äußerster Zartheit. — Sekundär findet man ihn bei der Verwitterung und Dynamometamorphose massenhaft (Sericit) in der Porphyrgrundmasse, die er dann in Gesellschaft mit Quarz oft allein aufbaut. Ich glaube nicht an primären Muscovit im Quarzporphyr und berufe mich dafür auf das Verhalten der Liparite.

Rosetten von Li-haltigem Muscovit, eingebettet in Knäueln von Quarzkristallen, die ihre Spitzen gegen die Grundmasse hin wenden, fand Sauer in einem Quarzporphyrgang, vielleicht dem Stiel zu der Decke von Hinterschwärzenbach im Schwarzwald (Blatt Gengenbach). An einer andern Stelle, wohl desselben Ganges, ist die fluidale Grundmasse geflammt und gefleckt durch winzigste Turmalinkriställchen. Das deutet auf pneumatolytische Vorgänge.

Die Amphibolgruppe wird in den Quarztrachyten und Quarzporphyren durch mehrere Repräsentanten vertreten, die teils zu der basaltischen Hornblende einschließlich des Barkevikits, teils zu den Alkaliamphibolen gehören. In den älteren Arbeiten ist aus der Beschreibung der amphibolischen Gemengteile nicht immer mit Sicherheit zu erkennen, welcher Art sie angehören und daher sind die folgenden Angaben mit Vorsicht zu benutzen.

Brauner Amphibol ist nur in wenigen Lipariten sicher nachgewiesen worden. J. Roth nennt ihn aus Liparit von Aden, Tenne vom Cerro de las Navajas, Bucca fand ihn in Hyalolipariten der Gegend von Cervetri neben Biotit, Traverso in einem gangförmigen Hyaloliparit von Fontanaccio in Sardinien, der randlich in Tuffe übergehen soll. Stelzner und Tannhäuser bestimmten ihn neben Biotit in Gesteinen vom Pan de Azucar, Capillitas, zwischen den Gruben Rosario und Restauradora in der Prov. Catamarca und andern argen-

tinischen Lokalitäten; SCHIRLITZ gibt ihn an aus hellgrünem Liparit vom Hofe Fagranes in Island mit ungewöhnlicher Absorption $b > c$ (Katophorit?). Er umwächst hier den Augit in paralleler Stellung, so daß man auch eine Verwechslung mit Akmit vermuten könnte, und kehrt auch in einer mikrolithischen Generation in der Grundmasse wieder. IDDINGS erwähnt ihn neben Biotit und Augit in Lipariten der Tewan Mts. in New Mexico; ebenso findet er sich in dacitischen Nevaditen von den Cerros Pelados am Cabo de Gata neben reichlichem Biotit und in einem andern Vorkommen desselben Gebiets allein ohne Biotit. — Rötlichbrauner Barkevikit fand sich in einem rotgelben Perlit von Deer Creek Meadows, Titania Co., Cal., dessen Feldspateinsprenglinge z. T. zum Anorthoklas gehören. H. BÜCKING bestimmte braunen Amphibol neben Biotit und z. T. neben Augit in vitrophyrischen Lipariten des Pisu-Pisuberges, im Bimssteintuff zwischen Gringing und Pengambattan und vom Wasserfall des Wampu-Flusses bei Balimking auf der Batak-Hochfläche in Sumatra. — Soweit ich selbst beobachten konnte, tritt brauner Amphibol nicht eben selten in vitrophyrischen Quarzporphyren auf, fehlt dagegen den holokristallinen Typen gänzlich. Die in der 2. Auflage dieses Buches von mir für das Vorkommen grüner Hornblende angeführten Fundorte beziehen sich ebenso, wie die Angaben von C. CHELIUS daselbst, S. 363, auf Granitporphyrgänge, doch erwähnt ZIRKEL Hornblende-Einsprenglinge von Drumadoon Point auf Arran (ein von mir untersuchtes Handstück dieses Fundorts enthält chloritisierten Glimmer) und Miner's Cañon, Truckee Range in Nordamerika, v. LASAULX von dem Eisenbahneinschnitt zwischen Oberhermsdorf und Fellhammer bei Gottesberg und von Manzat in der Auvergne, GÜMBEL aus paläolithischen Porphyren des Fichtelgebirges, COSSA und MATTIROLO aus einem sphärolithischen Porphyr von Sta Luzia bei Iglesias auf Sardinien, J. ROTH von Korea. BORNEMANN erwähnt die Hornblende in dem durch seine verzerrten Quarze bekannten Porphyr von Thal bei Eisenach (meine Handstücke des Gesteins enthalten keinen Amphibol). CROSS gibt an, daß der Grey Porphyry des Leadville Districts, Col., als Einsprenglinge Pseudomorphosen nach Hornblende enthalte, deren Umrisse durch Erzkörner markiert werden. — SIEPERT fand Hornblende in argentinischen Quarzporphyren, aber nur dann, wenn sie plagioklasreich wurden. — Nach HATCH enthält der granophyrische (?) Quarzporphyr von Ishriff im Glen More, Mull, Hornblende. — HYLAND beschreibt sphärolithischen Quarzporphyr von Newcastle, Co. Down, Irland, der Hornblende als Einsprengling führt. Nach der Angabe über den Pleochroismus und nach der Analyse des Gesteins könnte man Ägirin vermuten. — FREY gibt mikrogranitischen Quarzporphyr mit Hornblende aus der Nagelfluh der Guntenschlucht am Thuner See an. — KÄCH bechreibt braune Hornblende neben Biotit aus rotem Porphyr des Nespolo-Tobels bei Grignasco und deutet manche Magnetit-Serpentin-Pseudomorphosen in den Quarzporphyren des Gebiets zwischen Lago Maggiore und Valsesia auf ur-

sprüngliche Hornblende; in andern Fällen wiesen jedoch die Umrisse mit Sicherheit auf ursprüngliche Pyroxene hin.

Grüne Hornblende mit schwachem Pleochroismus bildet Einsprenglinge in einem eutaxitischen Liparit von den Wasserfällen am Südarme des Bear Creek, Shasta Co., Cal. — Mit etwas abweichender Farbe erwähnt sie Tenne aus Lipariten vom Cerro de las Navajas in Mexiko, ebenfalls in Einsprenglingen und in einer mikrolithischen Generation. Der Pleochroismus bewegt sich in graublauen und grünlichbraunen Farben und läßt an Alkaliamphibol denken.

Durch blaue Farbe charakterisierte Alkali-Amphibole, welche der Riebeckit-Arfvedsonitgruppe angehören, sind wohl ausschließlich auf die Comendite, Pantellerite und Quarzkeratophyre beschränkt. Hieher gehört eine von O. Mügge beschriebene und zutreffend als arfvedsonitisch gedeutete blaue Hornblende aus einem Alkali-Quarztrachyt (er nannte der Zeit seiner Untersuchungen entsprechend das Gestein Liparit) des Massai-Landes im Kilimandjaro-Gebiet. Sie bildet Kriställchen der Form (110) (010) (011) $(\bar{1}01)$ mit starkem Pleochroismus (a schmutziggelb, z. T. mit Stich ins Grüne, c tiefblau bis graublau. Sie ist z. T. den Sphärolithen eines Gesteins zonar eingelagert und umwächst in gesetzloser Stellung die stark korrodierte braune Hornblende eines andern Gesteins. Denselben blauen Amphibol fand Lenk in einem »Liparit« vom östlichen Kesselrand des Ngorongoro in Deutsch-Ostafrika; auch gehört hierher wohl der schwammige Amphibol, welcher in den »Lipariten« des Fort Davis im westlichen Texas nach A. Osann in Eisenerze umgewandelt erscheint. — Schon Tenne gab das Vorkommen eines blauen Amphibols, den er irrtümlich Glaukophan nannte, in faserigen Individuen im Mikrogranit und Granophyr vom Wadi el Hatab im Lande Yemen an. Die Nädelchen beteiligen sich hier, wie im Kilimandjaro-Gebiete an dem Aufbau von Pseudosphärolithen. Der Feldspat zeigt Mikroklinstruktur und dürfte Anorthoklas sein. Nach anderen Untersuchungen ist die paläovulkanische Natur des Gesteins sehr fraglich; es dürfte zu den Comenditen gehören.

Durch Herrn Prof. Adams in Montreal erhielt ich vor Jahren einen einsprenglingsreichen, leider wenig frischen Quarzporphyr von Chatham, Prov. Quebec, welcher als farbigen Gemengteil nur zahlreiche Nadeln von Riebeckit enthält. Die Nadeln beteiligen sich auch hier am Aufbau der Pseudosphärolithe, aus denen wesentlich die Gesteinsgrundmasse besteht. Die Grundmasse dieses Gesteins, wenn ich es richtig mit den älteren Angaben identifiziere, besteht aus $SiO_2 = 72{,}20$, $Al_2O_3 = 12{,}50$, $FeO = 3{,}70$, $CaO = 0{,}90$, $K_2O = 3{,}88$, $Na_2O = 5{,}84$ (vergl. Geology of Canada, Report of Progress from its commencement to 1863. Montreal 1863. 654 u. 832). Das Gestein heißt hier Orthophyr.

Aus pantelleritischen Comenditen der Somali-Wüste zwischen dem Wasserplatz Halabala und Choa beschreibt Arsandaux neben Cossyrit einen Amphibol mit positiver Längsrichtung und $c : c = 7^0$ im Maximum, mit sehr kleinem 2V um die negative Bissectrix und

mit starkem Pleochroismus in grünen und gelben Farben bei der Absorption $b > c > a$. Der Pleochroismus deutet auf einen katophoritischen Amphibol, womit allerdings die Auslöschungsschiefe nicht stimmt.

Aus der Pyroxenfamilie findet man in den Quarztrachyten und Quarzporphyren den Diopsid, den Ägirin und die rhombischen Pyroxene.

Pyroxenen der Diopsidreihe von meistens blaßgrüner Farbe begegnet man als Einsprenglingen in allen Gesteinsformen, bald neben Biotit und andern farbigen Gemengteilen, bald allein, besonders bei mehr oder weniger vitrophyrischer Ausbildung, weit seltener bei holokristalliner Grundmasse. Auch eine zweite mikrolithische Generation ist oft vorhanden. Die Form ist in beiden Fällen die des achtseitigen Prismas mit herrschenden Pinakoiden. So bildet nach Iddings und Penfield ein grünlichgelber Diopsid für sich allein die Einsprenglinge in einem lithoiden Liparit vom Glade Creek, Wyo., von nicht genau bekanntem Charakter, ein gelber Pyroxen begleitet den grünen im Liparit der Snäffelshalbinsel, Island, nach H. Bäckström. Alle diese diopsidischen Pyroxene müssen nach der häufigen Zersetzung zu Eisenoxyden reich an Eisen sein, wie das auch in den gesteinsbildenden Alkalipyroxenen der Fall ist. Tenne gibt unfrischen Diopsid aus den oben genannten Comenditen vom Wadi el Hatab an, Bodmer-Beder aus Quarzporphyr der Somali-Halbinsel, die ein Gebiet von Alkalimagmen ist. J. G. Spurr beschreibt einen gangförmigen Augit-Rhyolith mit spärlichen Einsprenglingen von Orthoklas, Quarz und Augit und mit häufigen Einschlüssen des durchbrochenen tertiären Granits in dunkelfarbiger, glasiger Basis aus den Tordrillo Mountains im südwestlichen Alaska. — G. vom Rath (Z. D. G. G. 1868. XX. 330) erkannte echten Augit in den nicht glasreichen Quarzporphyren von Campiglia maritima in Toskana. — Die Angaben über das Vorkommen von Pyroxen-Mineralien nach G. Hawes in einem schwarzen Quarzporphyr von Waterville, N. H., nach Th. Liebisch in einem Mikrogranit zwischen dem Gebel Gharib und Gebel Kufara in Ägypten, in einem Granophyr von Mosedale am Carrock Fell in Cumberland und gelegentlich in Vogesengranophyren beziehen sich wohl sämtlich auf Granitporphyre.

Ägirin als wesentlichem Gemengteil begegnet man in denselben Gesteinen, die die Alkali-Amphibole führen. Zuerst wurde er wohl von Osann in den Comenditen des Fort Davis in Trans-Pecos, Texas, erkannt. Er ist das bestimmende Mineral in den Comenditen und spielt eine wichtige Rolle in den Pantelleriten als Begleiter des Cossyrits. Gr. A. J. Cole möchte auch den grünen Pyroxen eines vitrophyrischen Liparits von Sandy Braes, Co. Antrim, Irland, für Soda-Augit halten und unterscheidet in Antrim Biotit-Rhyolithe (Templepatrick, Kirkinriole, Ballycloughan) und Pyroxen-Rhyolithe (Carnearny, Sandy Braes), die sich alle um den Mount Tardree gruppieren, dessen Gesteine Ad. v. Lasaulx beschrieb. Diese Quarztrachyte sind jünger als die großen Basaltergüsse von Antrim. — A. Rosati bestimmte

pyroxenische Einsprenglinge in einem Granophyr aus permischen Schiefern bei dem Weiler Cavalotti unfern Murialdo in Ligurien als Ägirinaugit. Neben ihm kommt Biotit nur sehr spärlich vor.

Auch ein rhombischer Pyroxen, seinem Pleochroismus nach Bronzit, kommt spärlich neben Biotit und Augit als Einsprengling vor, so z. B. in dem wohl besser zu den Glimmer-Hypersthentrachyten zu stellenden Gestein von Torniella. Er aggregiert sich dann gern mit Plagioklas und Augit zu nesterartigen Massen, denen in auffallender Weise der Sanidin sich niemals beimengt, trotzdem er reichlich vereinzelte Einsprenglinge bildet. Auch als mikrolithischer Gemengteil findet er sich neben Biotit zweiter Generation hie und da, so z. B. in den cordieritführenden Lipariten der Gegend von San Vincenzo. Tenne und J. Roth nennen rhombischen Pyroxen im einsprenglingsreichen Obsidian von Chico in Mexiko.

Einsprenglinge von Eisenerzen finden sich teils selbständig, teils als Einschlüsse im Biotit und andern Gemengteilen, aber stets in geringen bis verschwindenden Mengen; häufige Umrandungen von Titanomorphit lassen auf Ilmenit oder titanhaltigen Magnetit schließen. In der Grundmasse der Quarztrachyte und Quarzporphyre sind staubförmige Massen von Eisenerzen (Vogelsang's Ferrit und Opacit z. T.) sehr verbreitet. Dieselben sind oft sicher als Umwandlungsprodukte von mikrolithischen und trichitischen Gebilden zu erkennen und dann viel öfter Limonit, als Magnetit. In andern Vorkommnissen sind winzigste Täfelchen von Eisenglimmer zahlreich vorhanden. Die rote Farbe der Gesteine beruht auf der Anwesenheit dieser Eisenerze, die man oft wegätzen muß, um gute Präparate für das Studium der Grundmasse zu erhalten.

Der Apatit bildet mehr oder weniger langprismatische Kriställchen und ist allenthalben spärlich. — Auch der Zirkon liebt es, in schlanken, oft mit reicher terminaler Flächenbildung versehenen Individuen zu erscheinen. Er scheint keinem Gestein zu fehlen, scheint jedoch in geringerer Menge als in den Graniten vorhanden zu sein.

An Übergemengteilen sind die Quarztrachyte und Quarzporphyre arm. Eine gewisse Verbreitung haben der Cordierit und die als Pinit und Oosit bekannten Pseudomorphosen nach Cordierit.

Dieser wurde zuerst von vom Rath in einem Quarztrachyt von Campiglia maritima entdeckt, dann von H. Vogelsang mikroskopisch beschrieben, und später von A. d'Achiardi genau studiert. Derselbe findet sich in einfachen Kristallen der Form (110) (130) (100) (010) (001) und in Durchkreuzungsdrillingen nach (110) in den vitrophyrischen Lipariten, welche das hügelige Küstengebiet zwischen Castagneto und Bottro dei Marmi in der Maremme bilden und eng mit Eocän verknüpft sind, sowie in mikrofelsitischen Liparitgängen, welche bei Bottro di Sta. Maria die bunten oberen Liasschiefer und bei Campiglia die Marmore des unteren Lias durchbrechen. Die gangförmigen Gesteine nennt d'Achiardi Quarzporphyre, vermutet jedoch, daß dieselben als

eine bloße Strukturmodifikation der Liparite anzusehen seien. Als zweifellose Ausscheidung aus dem Liparitmagma dokumentiert sich der Cordierit durch seine deutlichen Glaseinschlüsse. Die Umwandlung des Cordierits in feinschuppigen Muscovit (Pinit) ist in Handstücken dieser Gesteine, welche ich der Güte des Herrn Carlo de Stefani danke, ziemlich verbreitet. Es ist interessant, daß diese Cordierit-Liparite den mineralogischen Typus der Pinit- (Oosit-) Porphyre wiederholen, der in den Schwarzwaldporphyren, besonders der Gegend von Baden-Baden und in kristallreichen Quarzporphyren Thüringens und der Auvergne eine nicht unbedeutende Verbreitung hat. Lossen nennt ihn im Auersberger Quarzporphyr im Harz, Schalch in Gängen der Gegend von Eibenstock, Piolti im Quarzporphyr von Roburent im Stura-Tale, Busatti von der Grube Tuviois im Sarrabús, Sardinien.

Titanit findet sich akzessorisch nach Niedzwiedzki in Vorkommnissen von Samothrake, nach Michel-Lévy in denen von l'Usclade und La Gacherie im Mont Dore, nach Tannhäuser in argentinischen Lipariten, nach Käch im braunroten fluidalen Felsophyr von Gozzano.

In der Gesteinsmasse selbst und unter Verhältnissen, welche eine rein magmatische Bildung annehmen lassen, wurde Olivin von Bäckström in isländischen Lipariten nachgewiesen, wo ihn C. W. Schmidt für Bronzit gehalten hatte.

Cross beobachtete Granat in Form stark korrodierter Einsprenglinge mit Glaseinschlüssen in einem Liparit von den White Hills, Custer Co., Col., welcher ganz frei von allen andern farbigen Gemengteilen und auch frei von Eisenerzen, Apatit, Zirkon und Plagioklas ist. Die Beschreibung der Grundmasse dieses merkwürdigen Gesteins, welches anscheinend sekundär kristallin ist und sphärolithische Strukturelemente enthält, läßt auf ursprünglich glasigen oder mikrofelsitischen Zustand schließen. — Granat erwähnt auch v. Richthofen aus Liparit vom Berge Hradek bei Nagy-Mihaly und von Leszna, SW. des Ortes und Hague aus Liparitbimsstein des Eureka Distrikt, Nevada. — Iddings fand Granat und Orthit in Lipariten des Eureka Distrikt; ich begegnete dem Orthit in perlitischen Lipariten von Bracciano. — Ebenso findet sich der Granat nach Schalch in gangförmigen Mikrograniten der Gegend von Schwarzenberg im Erzgebirge, nach Hawes in den Twin Mountains, N. H., nach Vogel bei Groß-Umstadt, nach Busatti am Monte Narba in einem »felsofiro sferolitico«. Die Beschreibung des Vorkommens und das spez. Gew. = 2,79 des Gesteins läßt an einen Felsophyrit denken. — Klockmann gibt den Granat, stellenweise mit einer fasrigen Umwandlungszone, als verbreitet in den permischen Deckenporphyren des Flechtinger-Alvenslebener Höhenzuges, NW. von Magdeburg, zumal in einer als Mühlenberg-Typus bezeichneten Abart an. Walker fand Almandin in den Quarzporphyren des Lake Distrikt. — Orthit wurde schon 1887 von Cross als älteste Ausscheidung eines Quarzporphyrs des Leadville Distrikts, Col., beschrieben. Er findet sich zierlich in einem Sphärolithporphyr vom Pfriemrain, St. Nabor, Elsaß.

Korund fand H. von Foullon im Quarzporphyr von Teplitz, K. Busz in solchem von Dartmoor, hier in der Nähe von Tonschiefereinschlüssen, die offenbar den Stoff zu seiner Bildung lieferten.

Ged. Gold beobachteten H. Bücking in Lipariten von Pagnat und Bosse auf der Insel Celebes und Ad. Richter im Quarzporphyr von Bozen und in ungarischen und serbischen Quarztrachyten. Dasselbe wird bei Abblendung des durchfallenden Lichtes und bei schwacher Vergrößerung durch seine Farbe erkennbar. Es bildet Körnchen und Kristallskelette, die sich reihenartig geordnet durch das Gestein und seine Gemengteile hinziehen.

Ein Skapolith-Mineral will K. Dalmer in dem Hyalonevadit von Campiglia in Toskana beobachtet haben. — Einen Spinelliden (Picotit) gibt Bodmer-Beder im Quarzporphyr der Somali-Halbinsel an.

Als Produkte der Umwandlung des Biotits wird man den Rutil, den Anatas und Brookit ansehen dürfen. Der Anatas wurde zuerst von Laspeyres im Quarzporphyr von Halle nachgewiesen. Zu den schon früher genannten Fundorten füge ich noch Bobritzsch (Anatas), Flechtinger-Alvenslebener Höhenzug (Anatas und Rutil nach Klockmann). — Ebenso dürften Epidot und Piemontit, welche G. H. Williams vom South Mtn., Pa. und Haworth aus Quarzporphyren von Missouri, Yamasaki aus Liparit von Shinano in Japan angibt, zu den Umwandlungsprodukten gehören.

Eine dritte Gruppe der Übergemengteile umfaßt die pneumatolytischen Bildungen der Fumarolenperiode. Dahin rechnen wir den Flußspat (Halle a. S. nach Laspeyres, Zlabeck in Böhmen, Bredbad in Schweden, Hinterohlsbach und Riedle auf Blatt Gengenbach nach A. Sauer, in Felsophyrgängen, die den Granitit von Bischofsrod durchsetzen, nach Pröscholdt, im Quarzkeratophyr von Llano in Texas nach Iddings u. a.), den Turmalin in Nadeln und Büscheln, oft in Gesellschaft von Flußspat (Gangliparite von Donoratico nach A. d'Achiardi, Nevadite von Torniella nach Matteucci, ziemlich häufig in Quarzporphyren, in besonders schönen, blauen Kristallen am Auersberge im Harz, bei Groß-Umstadt in Hessen nach Chelius, bei Gengenbach nach Sauer, im Quellgebiet der Acher und Murg im Schwarzwald nach C. Regelmann, in intrusivem Quarzporphyr des Fourmile Creek, Castle Mountains, Montana nach Weed und Pirsson u. a.) und den Topas (nach Schalch in mikrogranitischen Gängen bei Schwarzenberg und Johanngeorgenstadt, nach Schröder in solchen der Sektion Eibenstock). — Auch der recht verbreitete Pyrit dürfte vorwiegend hierher gehören.

Die ganze Mannigfaltigkeit der pneumatolytischen Bildungen erhellt aus den in den Poren und Lithophysen aufgewachsenen Mineralien. So fand Ch. W. Corn Topas in Poren des Nevadits vom Chalk Mountain am Freemonts Pass, Col. neben Sanidin und Quarz, in einem gangförmigen Liparit von Bathurst, Col. zusammen mit Spessartin und Quarz in Lithophysen und ähnlich in Utah. Der Topas zeigt die

Kombination (110) (120) (221) (001) (021) (041) (130) (010) (201). Der Spessartin hat die Form (211) (110).

Den bereits von G. Rose im mexikanischen Obsidian entdeckten Olivin fand auch Iddings aufgewachsen in den Lithophysen des Liparit-Obsidians vom Yellowstone National Park zusammen mit Quarz und Tridymit. Er bestimmte denselben nach einer Analyse von Penfield, der daran die Formen (100) (010) (120) (111) (101) (021) mit nach (100) tafelförmigem Habitus maß, als Fayalit. Dieselben Autoren erkannten den Fayalit neben Alkalifeldspat und Tridymit in den Lithophysen mehrerer schwarzer Obsidiane der liparischen Inseln. Auch in den Poren des sphärolithischen Liparits von Glade Creek, Wyo., fanden sie den Fayalit in Begleitung von Tridymit und nach P tafelförmigem Sanidin, sowie mit Hornblende und Biotit, die aber nie in derselben Pore zusammen vorkamen, und mit Quarz, der die Flächen von (10$\bar{1}$0) (10$\bar{1}$1) (01$\bar{1}$1) (30$\bar{3}$2) (0332), mit (21$\bar{3}$2) und (32$\bar{1}$2) an rechten, mit (3$\bar{1}$22) und (12$\bar{3}$2) an linken Kristallen zeigte. Dieselben Formen hatte der Quarz in den Lithophysen des Obsidians vom Obsidian Cliff. Dazu gelegentlich (10.0.$\bar{1}$0.7).

Zu den pneumatolytischen Bildungen gehört auch der von Penfield und Foote entdeckte Bixbyit ($FeMnO_3$), regulär in Würfelchen und in der Kombination (100) (211), welcher auf Topas, zersetztem Spessartit und Liparit spärlich am Wüstenrande, 35 miles SW. von Simpson, Utah, vorkommt (Amer. Journ. 1897, IV. 105) nach der Ansicht der genannten Autoren.

In Mandelräumen trifft man neben Kieselsäure-Mineralien besonders gern Delessit und verwandte Substanzen, sowie Carbonate.

Alle die älteren Generationen von Gemengteilen, welche teils als Einsprenglinge dem bloßen Auge wahrnehmbar sind, teils wegen ihrer geringen Dimensionen erst durch das Mikroskop erkannt werden können, sich aber teils durch ihren vollendeten Idiomorphismus, teils durch ihr einschlußartiges Auftreten in den Einsprenglingen als sehr alte Ausscheidungen aus dem Eruptivmagma dokumentieren, sind durch eine für das Auge und die Lupe unauflösbare Grundmasse verkittet. Das Mengenverhältnis zwischen dieser Grundmasse und den älteren Ausscheidungen schwankt in allen Verhältnissen, welche zwischen den beiden Extremen des Fehlens der Grundmasse und des Fehlens der Einsprenglinge liegen. Diese Grundmasse der Quarztrachyte und Quarzporphyre wechselt in ihrem Aussehen nach Farbe, Glanz, Bruch, Härte und Kompaktheit bei den verschiedenen Gesteinen, die man zuerst danach als Pechstein-, Hornstein-, Feldstein- und Tonsteinporphyre zu unterscheiden pflegte.

Wenige Fragen haben die Petrographen so nachhaltig beschäftigt und sind so verschieden beantwortet worden, als diejenige nach dem eigentlichen Wesen dieser Porphyrgrundmasse. Wenn nun auch seit Benützung des Mikroskops bei Gesteinsuntersuchungen die Beantwortung dieser Frage um ein Bedeutendes gefördert worden ist, so kann

man doch selbst heute kaum behaupten, daß in der Deutung und Auffassung der Porphyrgrundmasse volle Übereinstimmung bei den Petrographen herrsche, wobei allerdings die Divergenz der Ansichten heute wohl mehr in der Deutung der tatsächlichen Verhältnisse und kaum noch in der Anerkennung des Tatsächlichen hervortritt. — Zu einem wirklichen Verständnis der tatsächlichen Verhältnisse bei diesen Porphyrgrundmassen ist es notwendig, sich gegenwärtig zu halten, daß alle chemischen Untersuchungen derselben dargetan haben, daß sie, von sehr unbedeutenden Beimengungen anderer Verbindungen (Biotit und Pyroxen zweiter Generation, pigmentierende Eisenerze) abgesehen, im wasserfreien Zustande genau so wie bei den Lipariten aus Alkalien, Tonerde und Kieselsäure im Verhältnis $1 : 1 : x$ bestehen, wobei $x > 6$. Diese Zusammensetzung ist in Porphyren und Lipariten dieselbe bei jedem Habitus und bei jedem physikalischen Verhalten. Danach kann man den Satz aufstellen, daß alle Porphyrgrundmassen chemisch als Gemenge von trisilikatischen Feldspaten und freier Kieselsäure, oder als ein Alkali-Tonerde-Silikat von größerer Azidität als die sauersten bekannten Feldspate, oder endlich als ein Gemenge von trisilikatischen Feldspaten, einem hypersauren Silikat von feldspatähnlicher Zusammensetzung und freier Kieselsäure betrachtet werden können. Jede Deutung der Porphyrgrundmassen, welche hiermit nicht in Einklang gebracht werden kann, ist nicht annehmbar. Dem entspricht es, daß die schärfste mikroskopische Untersuchung in den Grundmassen niemals etwas anderes hat wahrnehmen lassen, als Alkalifeldspate, Quarz, Tridymit, Glas und die an späterer Stelle näher zu definierende Substanz Mikrofelsit. — Den gegenwärtigen Stand der Frage wird man am klarsten erfassen, wenn man die historische Entwicklung derselben verfolgt.

Der anfangs weitverbreiteten Ansicht, daß die Porphyrgrundmasse ein in verschiedenen Fällen verschiedenes, aber im konkreten Falle einheitliches Mineral sei, trat bekanntlich Leopold von Buch sehr energisch mit dem Ausspruche entgegen, daß man in derselben ein Mineralaggregat zu sehen habe, dessen Natur lediglich infolge des winzigen Kornes dieses Gemenges nicht erkannt werden könne. In Übereinstimmung mit der Annahme, die kryptomeren Grundmassen porphyrischer Gesteine bestehen aus denselben Mineralien, die darin als Einsprenglinge ausgeschieden sind, wurde ziemlich allgemein vorausgesetzt, die Grundmasse der Quarzporphyre sei ein kryptomeres Gemenge der Granitmineralien.

Einen durchaus neuen Gesichtspunkt eröffnete Ach. Delesse, indem er, zum Teil sich auch auf mikroskopische Analyse stützend, im Jahre 1849 von der Porphyrgrundmasse, die er sehr bezeichnend einen Teig (pâte) nannte, aussagte, daß sie »peut être comparée à l'eau-mère, dans laquelle ils (die Einsprenglinge) auraient cristallisé et qui est en quelque sorte le résidu de leur cristallisation; cette pâte n'est donc pas formée de minéraux qui soient nettement définis, et auxquels il

soit possible d'appliquer un nom, mais elle est en quelque sorte dans un état sémicristallin intermédiaire entre l'état cristallin et entre l'état vitreux«. — Es ist schwer zu verstehen, was man sich unter einem weder kristallinen, noch auch amorphen Zustande denken soll und derartige Überlegungen standen auch wohl einer allgemeineren Annahme der Delesse'schen Auffassung entgegen. — Erwähnenswert ist noch die Erklärung Naumann's, der im allgemeinen an der Ansicht L. v. Buch's festhaltend, die Grundmasse der Quarzporphyre in manchen Fällen für »ein homogenes Gemisch von Feldspatsubstanz und Kieselsäure«, also für eine Art Legierung hält. — Die Ansicht L. v. Buch's und diejenige Delesse's, der seine Erklärung des Grundteigs übrigens auf alle porphyrischen Gesteine ausdehnte, sind bis zu einem gewissen Grade die Pole, zwischen denen oscillierend die späteren Anschauungen sich bewegen.

Als Zirkel in seinen heute überholten »Mikroskopischen Gesteinsstudien« im Jahre 1863 auch die Quarzporphyre der mikroskopischen Diagnose unterzog, glaubte er den Ausspruch tun zu müssen, daß die Porphyrgrundmasse durchaus ein mikrokristallines Gemenge von Feldspat- und Quarzkörnern in derart wechselnden Mengen sei, daß auch die Möglichkeit des ausschließlichen Vorkommens des einen oder andern dieser Mineralien nicht von der Hand gewiesen werden dürfe.

Zu einer analogen Auffassung gelangte auch H. Laspeyres gelegentlich seiner Arbeit über die Haller Porphyre (1864) und schrieb sogar, ohne sich dabei auf eine größere Summe allgemeiner Erfahrungen stützen zu können, dieser für den konkreten Fall vielleicht ganz richtigen Ansicht eine allgemein gültige Bedeutung zu, gegen welche besonders Herm. Vogelsang in seiner im Jahre 1867 erschienenen »Philosophie der Geologie« in die Schranken trat. Vogelsang betonte, daß nach Abzug aller deutlich erkennbaren Individuen, deren Anzahl unter dem Mikroskope sich kaum wesentlich vermehre, eine halbkristallinische Grundmasse übrig bleibe, über deren Wesen er aber ebenso wenig wie Delesse aufklärende Mitteilungen macht. Bald wird ein großes Gewicht auf den Mangel einer gesetzmäßigen äußeren Begrenzung gelegt, bald wird ihr eine schwache Einwirkung auf das polarisierte Licht zugeschrieben, an anderer Stelle wieder wird sie mit schärferer Präzisierung als eine »einfach brechende, formlose Substanz« bezeichnet.

In demselben Jahre fand Zirkel, der noch in seinem Lehrbuche der Petrographie 1866 seinen Ausspruch aus dem Jahre 1863 aufrecht erhalten hatte, in der Gave de Broussette in den Pyrenäen einen in Granit allmählig übergehenden Quarzporphyr, welcher bei der Case de Brousette eine typische Glasgrundmasse besitzen sollte.

Alfr. Stelzner, der im Jahre 1879 eine sehr bemerkenswerte Arbeit über Gesteine des Altaï veröffentlichte, war durch das Studium der Quarzporphyrite dieser Lokalität im Vergleich mit einigen europäischen Quarzporphyren wieder zu einem Resultate gelangt, welches im Widerspruch mit Vogelsang als Tatsache hinstellte, daß die Grund-

masse aller von ihm untersuchten Gesteine ein mikrokristallines Aggregat aus lauter doppelbrechenden Partikeln sei. Daß dieses ein Gemenge aus Quarz und Feldspat sei, werde durch die chemische Analyse wahrscheinlich, sei aber mikroskopisch weder darzutun, noch zu widerlegen.

In demselben Jahre erschienen die Untersuchungen E. Cohen's über die Odenwälder Porphyre, deren Resultate weder mit denen Stelzner's noch mit denen Vogelsang's stimmen. Cohen glaubte nachweisen zu können, daß in der Grundmasse der Porphyre Stellen vorhanden seien, deren optisches Verhalten dasjenige eines mehr oder weniger feinkörnigen, aber durchaus individualisierten Aggregates ist, während daneben mikroskopische Partien auftreten, die sich entschieden isotrop erweisen, also wohl als eine amorphe Substanz anzusehen seien. Demnach ließe sich die Porphyrgrundmasse als ein kryptokristallines Aggregat mit einer amorphen Zwischenklemmungsmasse auffassen, deren extreme Entwicklungsarten zu einem Glase stellenweise mit fasriger oder körniger Entglasung einerseits, zu einer durchweg mikrokristallinen Ausbildung andererseits führen würden. — Eine eigentümliche Bemerkung Cohen's, die für das Verständnis später zu besprechender Verhältnisse nicht ohne Bedeutung ist, möge noch besonders hervorgehoben werden, die nämlich, daß die Umrisse und damit die gegenseitige Begrenzung der individualisierten Partikel der Porphyrgrundmasse um so verflossener erscheinen, je stärkere Vergrößerung man anwendet.

Gelegentlich der Herausgabe seiner »Mikroskopischen Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine« 1873 hat Zirkel die von seinen früheren Beobachtungen weit abweichenden Resultate einer erneuten Durchforschung der Quarzporphyre mitgeteilt, in denen er in der Lage ist, die volle objektive Richtigkeit der augenscheinlich so weit divergierenden Anschauungen früherer Forscher bestätigen zu können. Er betont, daß die Porphyrgrundmasse ganz unabhängig von ihrem äußeren makroskopischen Habitus einer mehrfachen Entwicklung fähig ist. Es gibt, wie er hervorhebt, Grundmassen mit gänzlich oder fast gänzlich granitartig-kristallinischem Gefüge, während andererseits solche vorliegen, die zur weit überwiegenden Menge aus nicht oder nur »ganz unvollkommen individualisierter« Substanz bestehen, welche wiederum einer verschiedenen Entwicklung fähig ist, aber doch meistens eine »mikrofelsitische« Ausbildung zeigt. Die mit Gänsefüßchen versehenen Bezeichnungen bedürfen einer Erklärung.

Zirkel, dem hierin die weitaus meisten Petrographen folgten, führte die Bezeichnung »Basis« für denjenigen Teil der porphyrischen Gesteine ein, welcher — im Gegensatz zu der makroskopischen Grundmasse — sich unter dem Mikroskope als »der eigentliche, nicht individualisierte Grundteig« herausstellt. Diese Basis kann nach Zirkel's Darstellung verschiedenartig, aber natürlich nicht kristallinisch-körnig ausgebildet sein. Nach Analogie des Namens Felsit, mit welchem man die makroskopisch homogen erscheinende Grund-

masse mancher Porphyre belegt hat, bezeichnete nun ZIRKEL eine gewisse mikroskopische Ausbildungsweise der porphyrischen Basis, die aber keineswegs allen makroskopischen Felsiten zukommt, als »mikrofelsitisch«. Er charakterisiert diese Entwicklungsform in folgenden Worten. »Die mikrofelsitische Basis ist als solche amorph, sie besitzt im Gesteinsdurchschnitt keine selbständigen Konturen, ihre Begrenzungen werden durch diejenigen der kristallinischen Gemengteile vorgezeichnet und sie dringt als rundliche Buchten wohl in die letzteren ein. Ihre eigentliche Beschaffenheit ist abwechselnd und nicht leicht in Worte zu fassen. Sie repräsentiert ein Entglasungsprodukt, welchem zwar hyalines Ansehen gänzlich fehlt, das aber andererseits nicht in einzelne wirklich individualisierte Teilchen zerfällt; gewöhnlich sind es ganz unbestimmte, oft halbverflossene Körnchen oder unbestimmte Fäserchen, welche die Mikrofelsitmasse zusammensetzen. Zwischen gekreuzten Nicols wird sie in ihrer typischen Ausbildung völlig dunkel, sendet aber auch wohl bisweilen einen allerdings nur ganz schwachen und verschwommenen gemeinsamen Lichtschein aus. Die kleinen Fäserchen und Körnchen besitzen manchmal entschiedene oder rohere Anlage zur radialen Anordnung.« Diese Beschreibung ergänzt ZIRKEL durch den Hinweis auf eine Anzahl fernerer Merkmale, wie Farbe, Durchsichtigkeit, vorwiegende Verbreitung in den sauren Silikatgesteinen, Art des Vorkommens usw. Als wichtig für das Verständnis des Begriffes Mikrofelsit, wie ihn ZIRKEL auffaßt und wie ich ihn modifizieren möchte, sind noch die folgenden Stellen p. 281 und p. 327 hervorzuheben: »Zwischen der mikrofelsitischen Masse, welche nicht in eigentliche Individuen zerfällt und einem Aggregat zwar höchst winziger, aber wirklich kristallinischer, körniger Individuen scheint es noch Mittelglieder und Entwicklungs-Übergänge zu geben, welche wegen ihrer schwer zu bestimmenden Ausbildung weder mehr recht als erstere noch schon sicher als letzteres gelten können. In der Grundmasse vieler Quarzporphyre z. B. gibt es Stellen, die bei gekreuzten Nicols ein sehr klein und unregelmäßig geflecktes oder fast marmoriertes Polarisationsbild liefern, welches sich über die schwache oder fehlende optische Wirkung der mikrofelsitischen Basis erhebt, während es andererseits nicht recht wahrscheinlich ist, »daß hier leibhaftige Quarz- und Feldspat-Individuen im kleinkörnigen Gemenge vorliegen. Jedenfalls steht aber unter allen Entfaltungen, deren die Devitrifikation fähig ist, die mikrofelsitische im Verein mit der vorigen (kristallitische Entglasung), oder vielleicht noch mehr als diese, der ganz kristallinischen am nächsten.« — »Reichlich verbreitet ist diejenige Ausbildung, daß innerhalb der mikrofelsitischen Substanz, welche zwischen gekreuzten Nicols ganz oder nahezu ganz dunkel wird, sich einzelne Teilchen befinden, welche im gewöhnlichen Lichte gar nicht darin besonders begrenzt hervortreten und im polarisierten Lichte zwar entschieden farbig

werden, aber ganz unbestimmte Konturen aufweisen; diese winzigen Fleckchen, zwischen gekreuzten Nicols meist schwach milchblau, verschwimmen an ihren Rändern förmlich in die deshalb wie getüpfelt aussehende mikrofelsitische, nicht individualisierte Masse. Sie dürften wegen ihrer unverkennbaren optischen Reaktion doch wohl kristallinische Partikel sein, welche in der umgebenden amorphen Substanz nur zu ganz unvollkommener Entwicklung gediehen sind. Die Konturen der kristallinischen Teile fallen in der Tat innerhalb dieser Grundmassen um so schärfer und regelmäßiger aus, je weniger mikrofelsitische Masse zugegen ist. Wo diese letztere rehr reichlich vorliegt, da erscheinen mitunter in ihr vereinzelte Fleckchen klaren oder körnchenführenden Glases.«

Daß eine derartige unkritische Vermengung heterogener Dinge keine Klarheit schaffen konnte, ist begreiflich.

Auch E. Kalkowsky hat bei der eingehenden Untersuchung der sächsischen Porphyre und Pechsteine (1874) gerade der Natur der Porphyrgrundmasse und ihrem optischen Verhalten die größte Aufmerksamkeit zugewandt; dennoch kommt auch er über den Zirkelschen Begriff Mikrofelsit, der zugleich amorph, entglast einfachbrechend und entglast, resp. amorph-doppelbrechend, strukturlos und andererseits unvollkommen individualisiert sein soll, nicht hinaus. Die Arbeit gibt eine reiche Anzahl der treuesten Gesteinsbeschreibungen und es will mir scheinen, daß die Schwierigkeit der Definition hier nur in der mangelnden scharfen Abgrenzung der Begriffe glasig, amorph, individualisiert etc. liegt.

Cohen wendet sich in dem Bestreben, schärfere Begriffe einzuführen, gelegentlich der Besprechung der Felsitporphyre der Lobombo-Berge in Süd-Afrika (1875) gegen die von Kalkowsky adoptierte Zirkel'sche Auffassung des Begriffes Mikrofelsit, und präzisiert seine eigene Anschauung in einer von seiner früheren Darstellung etwas abweichenden Weise. Er adoptiert die Bezeichnung »Mikrofelsit«, legt aber demselben eine andere Bedeutung bei, als Zirkel, und definiert ihn als »diejenige Basis der Porphyre, welche weder reines Glas, noch Glas mit Entglasungsprodukten ist, sondern stets eine Einwirkung auf polarisiertes Licht zeigt, mag sie auch noch so schwach sein«. Zur weiteren Fixierung wird angegeben, daß eine ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach bestimmbare Grundmasse ausgeschlossen ist, ebensowohl wie ein Glas mit hyalitischer Doppelbrechung. Erst im weiteren Verlauf der Deduktion ergibt es sich, daß Cohen unter Mikrofelsit zweierlei Dinge versteht, welche miteinander der Natur der Sache nach nichts gemein haben. In jedem Falle soll nämlich der Mikrofelsit doppelbrechend sein, aber diese Doppelbrechung soll bald durch Spannungsverhältnisse bewirkt sein können (aber ist denn das nicht die oben ausgeschlossene hyalitische Doppelbrechung?), bald das Resultat einer feinsten Aggregatbildung sein dürfen, wobei es unentschieden bleiben muß, ob nicht dem an und für sich kristallinen, nur nicht exakt

definierbaren Gemenge auch noch isotrope Glasteilchen oder durch Spannung doppelbrechende amorphe Substanz beigemischt ist. Die zweite Hypothese für Mikrofelsit liefert nach meiner Meinung einen faßbaren Begriff; es wäre derselbe dann ein feinstkörniges, entweder ganz oder größtenteils kristallines Gemenge nicht mit Sicherheit erkennbarer Substanzen, welches sich durch eine, wenn auch noch so verschwommene Aggregatpolarisation für die Beobachtung charakterisiert. Die zuerst gebotene Erklärungsweise scheint mir dagegen unhaltbar. COHEN meint nämlich für gewisse Fälle zur Erklärung der Doppelbrechung seines Mikrofelsits annehmen zu können, daß bei der Erstarrung des ursprünglichen Porphyrmagmas sich zahllose, nicht wahrnehmbare, auch mikroskopisch nicht sichtbare Körner ausschieden, um welche herum sich doppelbrechende Höfe bildeten, von denen jeder einzelne für sich nicht wahrnehmbar wäre, deren Summe aber die amorphe Masse als doppelbrechend erscheinen ließe. Ganz abgesehen davon, daß hier zur Erklärung einer Hypothese eine oder mehrere andere hinzugezogen werden, ist darauf hinzuweisen, daß selbst unter der Voraussetzung, der einzelne Hof, welcher natürlich in vier durch dunkle Balken getrennte helle Quadranten zerfallen müßte, sei nicht wahrnehmbar, dennoch in keinem Falle die Folge eines solchen hypothetischen Prozesses eine Aggregatpolarisation von noch so verschwommenem Habitus sein könnte. Vielmehr müßte, da alle die Interferenzfiguren der Einzelhöfe parallel liegen, das Resultat ein sehr verwaschenes großes Kreuz über die ganze in dieser Weise doppelbrechend gewordene Partie sein. Übrigens sind Erscheinungen, wie sie COHEN hier hypothetisch annimmt, schon beobachtet worden und ergaben dann den eben angedeuteten Effekt. VOGELSANG beschreibt derartige Phänomene aus dem Liparit vom Theresienhügel bei Tarczal unweit Tokaj (die Kristalliten p. 137) und MICHEL-LÉVY aus einer Schlacke der Stahlgießerei von Ermont im Dép. Seine-et-Oise (cf. divers modes de structure p. 351).

Bevor ich nun zur Diskussion der Anschauungen übergehe, welche der allzufrüh verstorbene VOGELSANG kurz vor seinem Tode als das Resultat viele Jahre langer unermüdlicher Beschäftigung mit den porphyrischen Gesteinen der Wissenschaft hinterließ, möge eine kurze Darstellung der realen Verhältnisse der Porphyrgrundmasse, des Felsits, vorausgeschickt werden.

In vielen Fällen besteht der Felsit oder die Porphyrgrundmasse aus einem mikroskopisch kleinkörnigen, aber als solches mit Sicherheit zu definierenden Gemenge der Granitmineralien Quarz und Feldspat, denen sich gelegentlich heller, selten dunkler Glimmer, immer kleine Mengen von Eisenerzen zugesellen. Solange das Korn dieses Gemenges, dessen Textur eine sehr verschiedene sein kann, kein allzu geringes ist, bekommt man im polarisierten Lichte das bekannte Mosaikbild der Aggregatpolarisation und die Grenzen der einzelnen Kristallkörner sind scharf und exakt. Mit abnehmendem Korne wird natürlich

die Erkennung und Bestimmung der einzelnen Partikel schwieriger, ja oft unmöglich und es ist wesentlich ein Analogieschluß, wenn man in diesem Gemenge noch immer die gleichen Mineralien vermutet. Derselbe gewinnt übrigens eine hohe Wahrscheinlichkeit dadurch, daß man sehr oft nicht einen abrupten Sprung, sondern alle erdenklichen Übergänge aus der einen in die andere Ausbildungsform zu beobachten vermag. In demselben Maße, in welchem das Korn abnimmt, wird das Polarisationsbild undeutlicher. Die einzelnen Individuen liegen nicht nur nebeneinander, sondern auch in mehreren Ebenen übereinander. Die dadurch sehr verminderte Schärfe der Umrisse wird noch dadurch geringer, daß infolge der wiederholten Brechungen und Reflexionen bei dem jedesmaligen Übergange der Strahlen aus dem einen in das andere darüber liegende Medium die Lichtstärke in hohem Grade abnimmt, genau wie wenn Licht, um einen einfachen Fall zu zitieren, durch eine Reihe von Glasplatten (man nehme z. B. Deckgläschen) hindurchgeht. Durch diese Superposition verschieden orientierter doppelbrechender Platten wird es bedingt, daß man alsdann zwischen gekreuzten Nicols nur eine vage allgemeine Beleuchtung erhält, die sich bei der Drehung des Präparats nicht bemerkbar ändert. In solchen Fällen wird die Beobachtung an den dünnsten Schliffrändern mit starken Vergrößerungen — und Dünne des Präparates, sowie gut auflösende Linsen sind absolut notwendige Requisite für das Studium der Liparite und Porphyre — in weitaus den meisten Vorkommnissen von der Aggregatnatur des vorliegenden Felsites vollständig überzeugen. Man wird allerdings oft erst bei etwa 1000facher Vergrößerung mit einem guten Mikroskop die Begrenzung der Elemente als eine leistenförmige, körnige, schuppige, fadenförmige etc. erkennen und nicht selten erblickt man die Umrisse zumal der größeren und dickeren Gemengteile, wie durch einen Schleier, der bald von doppelbrechenden Substanzen, bald aber von andern Dingen herrührt. Nur in sehr seltenen Fällen wird es in der angegebenen Weise nicht gelingen, neben der wahrnehmbaren Doppelbrechung des homogenen oder heterogenen Gesamtaggregates sich zugleich von der »Individualisierung« oder besser gesagt der kristallinen Natur der einzelnen Teile zu überzeugen. Hält man an dem physikalischen Begriff eines Kristalls als eines Körpers fest, in welchem die Eigenschaften von der Richtung abhängig sind, und folgert daraus, daß die äußere Begrenzung in keinem Falle ein wesentliches Moment ist, so folgt daraus, daß abgesehen von einer durch irgendwie mechanische Spannungsverhältnisse veranlaßten Doppelbrechung, eine doppelbrechende Substanz zugleich eine kristalline oder individualisierte sein muß, und daß demnach das Wort »unvollkommen individualisiert« entweder gar keinen Sinn hat oder doch höchstens den haben kann, daß die äußere Form nicht ganz oder gar nicht den inneren Gestaltungsgesetzen entsprechend ausgebildet ist. Von diesem Gesichtspunkte aus bezeichne ich alle diejenigen Teile des Felsits als kristallin, welche doppelbrechend sind, so lange

nicht nachgewiesen werden kann, daß ihre Anisotropie die Folge irgendwie gearteter Spannungsverhältnisse ist, welche nicht in Beziehung zur Molekularstruktur derselben stehen. Und dabei nenne ich mikrokristallin solche Teile der Porphyrgrundmasse, die sich als ein Aggregat mineralogisch-bestimmbarer Elemente herausstellen, während ich diejenigen Partien derselben, die sich nur als ein kristallines Aggregat schlechthin ohne weitere sichere Bestimmbarkeit der einzelnen Partikel erkennen lassen, als kryptokristallin bezeichne.

Wenn die Doppelbrechung der Teilchen einer felsitischen Porphyrgrundmasse mit einer bestimmten Beschränkung als beweisend für ihre kristalline Natur angesehen werden muß, so darf man wohl kaum daraus den umgekehrten Schluß ziehen, daß alles, was nicht als doppelbrechend erkannt werden kann, amorph oder strukturlos sei. Die Doppelbrechung kristalliner Medien ist nicht selten eine so geringe, daß sie in sehr dünnen Schichten nicht mehr wahrnehmbar wird. Betrachtungen nach dieser Richtung hin und die Frage, ob gewisse Gemengteile mancher Porphyrgrundmassen, denen man eine Art Struktur, wie fasrig, körnig, schuppig etc. nicht absprechen kann, die aber eine erkennbare Einwirkung auf polarisiertes Licht nicht zeigen, als amorph oder kristallin anzusehen seien, drängen sich bei der mikroskopischen Untersuchung des Felsits oft auf.

Es unterliegt gar keinem Zweifel, daß in einer Unzahl von Porphyren neben den oben besprochenen mikro- oder kryptokristallinen Aggregaten auch innigst als feine Häutchen, Streifen, Bänder und Flecken mit ihnen verwoben Partien einer durchaus strukturlosen, zumeist auch farblosen und zwischen gekreuzten Nicols in jeder Lage dunkel bleibenden Substanz auftreten, welche entweder ganz absolut homogen oder auch von kleinsten Körnchen oder Härchen verschiedener Natur durchspickt sind. Solche Substanzen nennt man Glas oder glasige Basis, im ersten Falle ohne, im zweiten mit Entglasungsprodukten. Die letzteren sind in weitaus den meisten Fällen undurchsichtig oder doch so schwach durchscheinend, überdies so winzig, daß ihre Natur als isotrope oder anisotrope Körper nur sehr selten festgestellt werden kann.

In andern, vielleicht noch zahlreicheren Vorkommnissen erscheint dagegen in derselben Weise mit den Elementen der mikro- oder kryptokristallinen Aggregate verwoben, sehr häufig sie als ein hauchdünner Schleier in allen Richtungen überziehend und umschlingend, eine oft anscheinend isotrope Substanz, bald farblos, bald graulich, oft aber gelblich bis bräunlich, die von einem reinen oder einem mit Entglasungsprodukten durchspickten Glase sich dadurch unterscheidet, daß sie nicht absolut strukturlos ist, sondern vielmehr in ihrer gesamten oder doch nahezu gesamten Ausdehnung aus allerkleinsten Fasern oder Schuppen, hie und da vielleicht auch aus winzigen Körnern oder Körnerhaufen zusammengesetzt ist. Diese Substanz, welche sich von den mikro- und

kryptokristallinen Aggregaten durch die nicht erkennbare Einwirkung auf polarisiertes Licht, von dem eigentlichen Glase dagegen durch den Mangel der Strukturlosigkeit und weit geringere Lichtdurchlässigkeit unterscheidet, bezeichne ich als Mikrofelsit. Die wahre Natur der Mikrofelsitsubstanz tritt dort hervor, wo sie für sich allein den wesentlichen Bestand der Grundmassen in Felsoliparite und durchaus frischen Felsophyren bildet und besonders dann, wenn sie zusammen mit einem durchaus strukturlosem Glase auftritt. Unter diesen Verhältnissen ist sicher festzustellen, daß ihr Brechungsvermögen höher ist als das des Gesteinsglases und niedriger als das des Kanadabalsams. Es muß also $n > 1.48$ und < 1.54 sein. Eine Doppelbrechung ist auch unter den günstigsten Bedingungen an den Einzelkörperchen, aus denen der Mikrofelsit besteht, nur äußerst selten festzustellen. Wo sie räumlich ausgedehntere, aber ungeordnete Aggregate bilden, erscheinen diese zwischen gekreuzten Nicols nicht eigentlich dunkel, sondern sie zeigen eine sehr schwache, einheitliche Gesamtaufhellung, welche sich bei Drehung des Präparates nicht ändert, die notwendige Folge der an allen Punkten der Fläche angenähert gleichen Kompensationen bei den äußerst geringen Dimensionen der aggregierten Schuppen und Fäserchen. Sobald aber diese durch Fluidalphänomene parallel geordnet werden, ist alsbald eine allerdings sehr schwache, aber mit dem Gipsblättchen deutlich nachweisbare Doppelbrechung festzustellen und zwar mit positivem Charakter der Längsrichtung der Fäserchen. Noch deutlicher wird diese Anisotropie dann, wenn diese Fäserchen und Schüppchen sich zu Büscheln und zu Rosetten und Sphärolithen von vollkommen radialstrahligem Bau ordnen. An solchen Gebilden läßt sich zunächst die Homogenität feststellen. Zwischen gekreuzten Nicols liefern diese Sphärolithe im parallelen Lichte ein zierliches Interferenzkreuz, dessen Arme genau mit den Nicolhauptschnitten zusammenfallen und erlauben ebenso die Bestimmung des positiven Charakters der Faserrichtung. Diese Doppelbrechung ist noch geringer als bei den Alkalifeldspaten, wie man aus dem Vergleich der Aufhellung der hellen Sektoren dieser Mikrofelsitsphärolithe mit denen von Feldspatsphärolithen, die öfter mit ihnen vergesellschaftet sind, erkennen kann. Diese Mikrofelsitsphärolithe erreichen, zumal in liparitischen Gläsern, Dimensionen, welche ihre Loslösung aus der Gesteinsmasse und eine genaue Analyse ermöglichen. Aus den sorgfältigsten Analysen, wie sie besonders amerikanische Chemiker geliefert haben, ergibt sich, daß der Mikrofelsit wesentlich aus SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Na_2O mit sehr kleinen Mengen von CaO derart besteht, daß das wahrscheinlichste Verhältnis von $(K_2O + Na_2O + CaO) : Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 1 : 10$ ist. Durchaus konstant ist das Verhältnis der Monoxyde zu Tonerde, wie 1 : 1; etwas wechselnd ist die Menge von SiO_2. Ein höherer Gehalt von SiO_2 erklärt sich durch den Umstand, daß eine Sodalösung wechselnde Mengen von SiO_2 aus dem Pulver dieser Sphärolithe löst, nach deren Abzug, soweit ich die Rechnungen durchführte, die dem angegebenen Normalverhältnis ent-

sprechende Menge von SiO_2 überbleibt. Ein kleiner Wassergehalt, den die Analysen gaben, deutet vielleicht auf die Opalnatur des SiO_2-Überschusses. Diese geringe Durchtränkung der Sphärolithe mit einer amorphen Substanz läßt sich hie und da deutlich auch mit dem Mikroskop erkennen. Wahrscheinlicher als die Annahme von Opal als Durchtränkungssubstanz ist die Annahme einer Glasbasis, die ja auch wasserhaltig zu sein pflegt. Daß die Beimengung von Glas den SiO_2-Gehalt der Sphärolithe erhöhen muß, ist direkt von EAKINS analytisch an einem Liparit von Mount Tyndall, Col. dargetan. Die wechselnden, aber geringen Mengen von Eisenoxyden, welche die Analysen liefern, rühren von mikroskopisch nachweisbaren Verunreinigungen durch Opacit und Ferrit her. — Die wenigen Analysen von Mikrofelsitsphärolithen, die etwas weniger als 10 Äquivalente SiO_2 ergeben, dürften vielleicht an Pseudosphärolithen ausgeführt sein. Die analytischen Tatsachen lassen nur zwei Deutungen zu: entweder ist der Mikrofelsit ein äußerst kryptomeres Gemenge von Feldspat und Quarz und die Mikrofelsitsphärolithe sind in Wirklichkeit Pseudosphärolithe von submikroskopischem Gefüge oder der Mikrofelsit ist ein sehr saures Silikat von feldspatähnlicher Zusammensetzung. Wäre die erste Annahme richtig, wie manche Petrographen behaupten, dann müßte das spezifische Gewicht der Substanz unbedingt zwischen den spezifischen Gewichten des Orthoklas, 2.54, und des Quarzes, 2.65, liegen. In Wirklichkeit erreicht es nirgends den für Orthoklas angegebenen Wert, sondern liegt in den meisten Fällen zwischen 2.38 und 2.46, das Maximum, welches ich angegeben fand, war 2.52; niedrigere Werte als 2.38 sind ebenso selten. Danach definieren wir den Mikrofelsit als ein hypersaures, feldspatähnliches Alkalialumosilikat von niedrigem spezifischem Gewicht und niedriger Licht- und Doppelbrechung. Aus dem Studium tangentialer Schnitte durch Sphärolithe von Mikrofelsit, die niemals das BERTRAND'sche Interferenzkreuz zeigen, läßt sich schließen, daß die Substanz dem rhombischen, monoklinen oder triklinen System angehören muß. Die stets zur Faserachse parallele und senkrechte Auslöschung macht rhombische Kristallisation wahrscheinlich. — Als höchst charakteristisch für den Mikrofelsit ist es zu betonen, daß diese Substanz sehr wenig bestandfähig ist und unter dem Einfluß der Atmosphärilien ebenso wie bei dynamischen Einwirkungen in Alkalifeldspat und Quarz zerfällt.

Man wird aus dem Vorhergehenden erkannt haben, daß Mikrofelsit in der hier gegebenen Definition vielleicht ein Teil des Mikrofelsits im Sinne ZIRKEL's ist, während ein anderer Teil oder vielleicht sogar aller Mikrofelsit von ZIRKEL hier in die Kategorie der kryptokristallinen Grundmassen fällt. Es braucht nicht hervorgehoben zu werden, daß die Erkennung des Mikrofelsits, da wo derselbe innig mit einem kryptokristallinen Aggregat verwoben ist, ihre praktischen Schwierigkeiten haben kann. Die mikroskopische Diagnose will eben geübt sein, wie jede andere Kunst.

Die verschiedenen Verbindungsarten, unter denen die besprochenen

Gemengteile der mikroskopischen Porphyrgrundmasse zusammentreten, werden in dem folgenden Abschnitte über die Strukturformen der Porphyre ihre Behandlung finden. Zu den aufgezählten Elementen gesellen sich in den meisten Fällen noch opake, meist unbestimmbare (Vogelsang's Opacite) oder auch bräunliche und dann durchscheinende (Eisenoxyd und Eisenoxydhydrate, Vogelsang's Ferrite), sowie grünliche (chloritische, delessitische, serpentinartige etc. Körper, Vogelsang's Viridite) Körnchen, Härchen und Schüppchen.

Ehe ich mich nun zur Besprechung der Anschauungen Vogelsang's über die Natur der Porphyrgrundmasse wende, welche in einigen Punkten von der hier dargelegten abweicht, bleibt noch zu bemerken, daß sowohl die glasige Basis wie der Mikrofelsit in den Lipariten und Quarzporphyren nicht nur in untergeordneter Weise mit mikrokristallinen oder kryptokristallinen Aggregaten auf die eine oder die andere Art gemengt erscheint, sondern in zahlreichen Gesteinen fast ausschließlich in wechselnder Menge neben den größeren Einsprenglingen auftritt.

Die Auffassung Vogelsang's von der Natur der Porphyrgrundmasse erwuchs auf dem Boden seiner kristallogenetischen Untersuchungen, aus denen er die Überzeugung gewann, daß der Kristallisationsakt keineswegs in allen Fällen ein abrupter Übergang aus dem amorphflüssigen in den starren Zustand eines nach bestimmten molekularen Attraktionsgesetzen aufgebauten Individuums sei, sondern einen verschiedenen Verlauf nehme, je nach dem Verhältnis, in welchem innerhalb der jeweiligen Materie die molekularen Attraktionskräfte des kristallisierenden Körpers zu den molekularen Widerstandskräften des lösenden Mediums stehen. Sowohl experimentell, wie durch die Beobachtung an manchen Schlacken glaubte er mit Sicherheit nachweisen zu können, daß es gewisse primitivste Formen gebe, in denen ein kristallisierbarer Körper sich aus einem Widerstand leistenden Medium abscheiden könne, in denen man aber noch nicht Kristalle sehen dürfe. Er bezeichnete solche Gebilde (Globulite, Margarite, Longulite, Trichite) in ihrer Gesamtheit als Kristallite und unterscheidet nun in der Entwicklung der verschiedensten Gesteinsgrundmasson, soweit diese nicht absolut glasig sind, die folgenden Formen: die globulitische Körnung (in einer homogenen Glasmasse liegen mehr oder weniger zahlreiche einfachbrechende Körnchen, Punkte und Scheibchen); die trichitische Trübung (wobei die Trichite als Longulite und Margarite aufzufassen sind); die felsitische Entglasung, die mikrolitische und kristallinische Differenzierung. Die beiden zuerst genannten Entwicklungsformen sind nach der in diesem Buche angewandten Terminologie unter dem Begriffe der glasigen Basis zu subsumieren, die beiden letztgenannten stellen zwei verschiedene Modalitäten der kristallinen Grundmassen dar, von denen die kristallinische Differenzierung ziemlich genau einer hypidiomorph-körnigen, die mikrolithische einem Typus der panidiomorph-körnigen Grundmassen entsprechen würde. Die fel-

sitische Entglasung ist durchaus äquivalent der hier als Mikrofelsit bezeichneten Ausbildungsform der Porphyrgrundmassen; sie wird als die häufigste Gestaltung der Porphyrbasis anerkannt und genau übereinstimmend mit der hier gegebenen Beschreibung wird hervorgehoben, daß sie den glasigen Habitus der Basis vollkommen vernichte und dieselbe als ein unauflösliches Gewirr von Körnchen, Fädchen, Fliederchen, Nädelchen usw. erscheinen lasse. Wenn ferner von ihr ausgesagt wird, daß Übergänge in mikrokristalliner Struktur vorkommen und daß der Mikrofelsit meistens eine diffuse Polarisationswirkung zeige, so sehen wir darin z. T. eine Vermengung zwischen dem eigentlichen Mikrofelsit und einer kryptokristallinen Grundmasse. Daß Vogelsang nicht in gleicher Weise scharf zwischen diesen beiden Dingen unterschied, hat seinen Grund in der ungebührlichen Betonung der äußeren gesetzmäßigen Gestaltung zur Fixierung des Kristallbegriffs. Aus zahlreichen Stellen seines überaus lehrreichen Aufsatzes geht mit Entschiedenheit hervor, daß er selbst nicht recht mit dieser Doppeleigenschaft des Mikrofelsits als eines bald polarisierenden, bald isotropen Körpers einverstanden war. Daß auch bei Vogelsang noch in weitgehender Weise sekundär kryptokristalline Massen und Mikrofelsit verwechselt werden, erkennt man deutlich daran, daß er noch geglaubt hat, Mikrofelsit an so basischen Gesteinen, wie die Basalte es sind, zu beobachten.

Teilweise scheint Vogelsang bereits die Ursache der wahrnehmbaren Doppelbrechung des Mikrofelsits richtig in der Anordnung der kleinsten Einzelindividuen zu parallelen oder divergenten Aggregaten erkannt zu haben. Er ist der erste, welcher die selbständige Stellung des Mikrofelsits gegenüber dem Feldspat und Quarz erkannt und darin ein eigenes Silikat, welches er Felsit nannte, oder ein Gemenge dieses Silikates mit Glas oder Kieselsäure gesehen hat. Letztere wird z. T. als wasserhaltig angenommen und wegen ihrer mangelhaften Bestimmbarkeit nicht etwa Quarz, sondern Kiesel genannt. Diese der Wahrheit jedenfalls sehr nahe kommende Auffassung hat sich Vogelsang offenbar bei dem Studium des radialstruierten Mikrofelsits der sphärolithischen Porphyre gebildet.

Es ist auffallend, daß gerade die mikrofelsitischen Porphyre so außerordentlich oft eine rostrote bis braune Farbe haben. Laspeyres und Tschermak sehen darin die Folge der Zersetzung und Oxydation von Eisenoxydulsilikaten. Aber mit Recht macht Vogelsang darauf aufmerksam, daß man die gleiche Farbe mit noch größerem Rechte bei älteren und basischeren Massengesteinen erwarten sollte, betont ihr Erscheinen auch bei den so nahe verwandten Lipariten, sowie ihre häufige Ausbildung in den Tuffen der Porphyre und Liparite, dagegen ihr gänzliches Fehlen bei den Gläsern (in den Meissener Pechsteinen ist die Färbung z. T. durch Infiltrationen bedingt). Er glaubt daraus schließen zu müssen, daß diese durch Eisenoxyd und Eisenoxydhydrate (seinen Ferrit) bedingte Färbung eine ursprüngliche sei. Ist der Mikro-

felsit ein stöchiometrisch gebautes Silikat von hoher Azidät und feldspatähnlichem Charakter, so muß bei seiner Kristallisation tatsächlich das Eisenoxyd, für welches in dem Molekül kein Platz ist, ausgeschieden werden. Bei glasiger Erstarrung ist eine Notwendigkeit für diese Ausscheidung nicht gegeben.

Struktur und Klassifikation der Quarztrachyte und Quarzporphyre.

Die charakteristische Struktur aller Glieder dieser Gesteinsfamilie ist die porphyrische, d. h. der Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse, welcher seinen Grund in einer wirklich vorhandenen oder bei holokristalliner Entwicklung des Magmas notwendig werdenden Wiederkehr der Feldspat- und Quarzbildung hat. Da die Einsprenglinge der intratellurischen Periode der Gesteinsbildung angehören, die Entwicklung des Grundmassebestandes in die Effusionsperiode fällt, so ist das Mengenverhältnis von Einsprenglingen und Grundmasse wesentlich bedingt durch die Dauer der intratellurischen Periode. Es ist nicht Zufall, daß in der Regel die Einsprenglinge nach Dimension und Menge wenig hervortreten, sich oft der Beobachtung mit bloßem Auge mehr oder weniger vollkommen entziehen, ja im strengsten Sinne des Wortes fehlen. Mit großen Dimensionen der Einsprenglinge ist nicht immer, aber doch in der Regel auch eine starke Zunahme ihrer Menge verbunden, so daß die Gesteine einen granitporphyrischen Habitus annehmen, der noch dadurch auffälliger wird, daß dann auch bisweilen ein größerer Reichtum an dunklen Gemengteilen sich einstellt. Aber auch bei dieser selteneren Ausbildung, die nur einen Habitus, nicht aber einen wesentlichen Unterschied von dem normalen Typus darstellt, zeigt die spärliche Grundmasse die gleiche Mannigfaltigkeit der Grundmassenentwicklung, wie im normalen Fall und ist bald holokristallin, bald hypokristallin, bald mikrofelsitisch, bald glasig. Es war F. v. Richthofen, welcher zuerst diesen einsprenglingsreichen Typus mit zurücktretender Grundmasse von meistens hellen Farben ausschied und mit dem Namen Nevadit belegte. Er gebrauchte als Synonym die Bezeichnung granitischer Rhyolith, fügt aber richtig hinzu, daß damit mehr die allgemeine Ähnlichkeit des Gesteins in Felsblöcken mit Granit als eine engere Verwandtschaft in der Struktur angedeutet werden solle. Als Repräsentanten dieses Typus nennt er ein Vorkommnis von Lassen's Peak in Nevada und vom Illova-Tal in Siebenbürgen. Nach seinem Bestande gehört das erstgenannte zu den Daciten; das zweite ist mir unbekannt. — Einen zweiten Typus nennt er Liparite oder porphyrische Liparite mit felsitischer Grundmasse; sie besitzen den Habitus der Quarzporphyre, und zwar im allgemeinen der einsprenglingsarmen. — Die von ihm eigentlicher Rhyolith oder lithoidischer und hyaliner Rhyolith genannten Abarten umfassen auch die ganz einsprenglingsarmen oder

-freien, als Lithoidit, Sphärolithfels und saure Gläser bekannten Vorkommnisse. Geologisch betont er, daß die letzteren fast stets stromartig geflossene Massen, selten Spaltenausbrüche, die Nevadite vorwiegend Massenausbrüche, selten stromartige Ergüsse seien, während die Liparite in beiderlei Form auftreten, aber zumeist in unbedeutenderen Massen. — Mit dieser v. Richthofen'schen Einteilung stimmt diejenige Zirkel's sehr nahe überein, nur daß er für v. Richthofen's Liparite und lithoide Rhyolithe zusammenfassend die Bezeichnung Rhyolith gebraucht, was bei ersterem der Name für die ganze Gesteinsgruppe ist. — Auch Hague und Iddings, welche ebenso wie v. Richthofen die lokale Geschiedenheit dieser Typen betonen, folgen im wesentlichen der v. Richthofen'schen Einteilung und nennen Nevadite die sehr einsprenglingsreichen Liparite mit untergeordneter hellgrauer oder hellroter Grundmasse, deren Struktur vom Holokristallinen bis zum Glasigen wechseln kann, während sie die einsprenglingsarmen, quarzporphyrähnlichen Abarten Liparite schlechthin nennen und außerdem die mehr oder weniger einsprenglingsfreien noch als lithoide und hyaline Rhyolithe unterscheiden. Innerhalb ihrer Liparit-Abteilung findet sich derselbe Wechsel von holokristalliner bis zu glasiger Ausbildung. — Für die nevaditischen Typen der Quarzporphyre wird in der Literatur öfter die Bezeichnung Kristallporphyre gebraucht.

Bedeutend wichtiger als dieser auf das Mengenverhältnis von Einsprenglingen und Grundmasse gegründete Habitusunterschied ist für die Klassifikation die Natur der Grundmasse. Es gibt zahlreiche Quarztrachyte und Quarzporphyre, deren Grundmasse ein durchaus und primär holokristallines Kristallaggregat darstellt, genau wie bei den Granitporphyren, nur sehr viel kleiner im Korn und auch hier finden sich in weiter Verbreitung die beiden Ausbildungsformen, die bei den Granitporphyren (S. 507) als mikrogranitisch und granophyrisch unterschieden wurden. Bei den mikrogranitischen Grundmassen der verbreitetsten Gesteinsformen ist der Feldspat durchweg idiomorph, während der Quarz bald deutlich als Kitt der Feldspate, bald ebenfalls mehr oder weniger idiomorph erscheint. Bei dieser letzten Ausbildung dürfte durchweg eine kleine, sich leicht der Beobachtung entziehende, oft aber deutlich nachweisbare Menge von Glasbasis oder Mikrofelsit vorhanden sein oder doch vorhanden gewesen sein. — Von diesen primär holokristallinen Grundmassen muß man streng trennen holokristallin aus Feldspat und Quarz gemengte Grundmassen, deren allotriomorphkörnige Struktur mit Evidenz erkennen läßt, daß sie nicht durch Kristallisation aus schmelzflüssiger Lösung, sondern durch Zerfall mikrofelsitischer oder glasiger Grundmassen, also durch sekundäre Kristallisation im starren Aggregatzustande sich bildeten.

In anderen Gesteinen besteht die Grundmasse durchweg aus der oben eingehend beschriebenen und Mikrofelsit genannten Substanz oder aus deren Umwandlungsprodukten. In vollständig frischem Zustande

trifft man solche Grundmasse selbst bei den neovulkanischen Typen der Familie nicht allzuhäufig, bei den so sehr viel älteren paläovulkanischen kaum je. Aber die erst an späterer Stelle näher zu beschreibenden Modalitäten der mikrofelsitischen Struktur lassen sie auch im sekundär kristallinen, gänzlich umgewandelten Zustande leicht erkennen. Die mikrofelsitische Entwickelung der Grundmasse erfordert offenbar einen sehr hohen Gehalt an SiO_2, denn in Grenzgliedern gegen die trachytischen Magmen hin ist sie nicht bekannt und ferner scheint ihre Bildung bei hohem Gehalt an K_2O häufiger, bei hohem Na_2O-Gehalt seltener zu sein. Daher dürfte sie den pantelleritischen Gesteinen, in denen sich hoher Gehalt an Na_2O mit niedrigerem an SiO_2 vereinigt, fehlen.

Bei manchen Quarztrachyten und Quarzporphyren besteht die Grundmasse aus einem reinen Glase von sehr wechselnder Farbe im auffallenden Lichte, das aber im durchfallenden Lichte bei hinreichender Dünne meistens farblos bis schwach grünlich oder schwach gelblich, bei den zu der Alkalireihe gehörigen Gläsern gern grünlich ist. Diese glasigen Grundmassen sind bald wasserreich mit $H_2O > 4\%$ und fettglänzend (Pechsteingläser), bald wasserärmer mit $H_2O < 4\%$ und dann gern emailähnlich (Perlitgläser), bald wasserfrei und glasglänzend (Obsidiangläser), bald stark poros bei wechselndem, aber nicht hohem Wassergehalt (Bimssteingläser).

Je nach der in einem Gliede der Quarztrachyt- und Quarzporphyr-Familie herrschenden Grundmassen-Ausbildung unterscheidet man mikrogranitische, granophyrische, mikrofelsitische und vitrophyrische oder hyaline Typen. Man muß indessen nicht glauben, daß in einem bestimmten Vorkommen nur je einer dieser Typen erscheine; vielmehr können mehrere dieser Strukturtypen in einem und demselben Vorkommen, ja in einem und demselben Handstück zur Entwicklung gelangt sein und gerade dieser bunte Wechsel der Struktur in den Effusivformen der granitischen Magmen gibt dem Studium derselben einen so hohen Reiz. Der Verband der unterschiedenen Ausbildungsformen ist jedoch in keinem Falle ein willkürlicher; es läßt sich vielmehr mit aller Sicherheit feststellen, daß dort, wo primär holokristalline Gemenge von Feldspat und Quarz in irgend einer Strukturform zusammen mit Mikrofelsit und mit glasiger Basis auftreten, immer die primär holokristallinen Bildungen von Feldspat und Quarz älter sind als der Mikrofelsit und daß die Ausscheidung des Mikrofelsits der amorphen Erstarrung des Kristallisationsrückstandes als Glas vorausging.

Die durch unvollkommene Raumerfüllung bedingte Mandelsteinstruktur ist im ganzen bei den Effusivformen der granitischen Magmen nicht gerade häufig und hier wie allenthalben durch den Druck der aus dem Magma entweichenden Wasserdämpfe zu erklären. Sie hat das Vorhandensein eines noch nicht erstarrten Kristallisationsrestes zur Voraussetznng und findet sich demgemäß nur bei vitrophyrischen und

gewissen mikrofelsitischen Gesteinsformen, niemals bei mikrogranitischen und granophyrischen. Daß Kieselmineralien, Quarz und Chalcedon, die herrschenden Füllmassen der Mandeln sein müssen, ergibt sich unmittelbar aus dem chemischen Bestande der Gesteine. Daneben sind Eisenglanz und Delessit sehr verbreitet, der letzte als erste Überkleidung der Mandelwände, der erste mit Vorliebe auf den Kieselmineralien aufgewachsen in den nicht ganz erfüllten Mandeln. — Überraschend ist das von A. v. Lasaulx beschriebene Vorkommen entweder von Calcit oder von einem Gemenge von Calcit und Granat in den Mandeln des Quarzporphyrs von Rathen bei Wünschelburg in Schlesien. Dabei erwies sich der Calcit als pseudomorph nach Granat. — Die viel weiter verbreitete porose Struktur ist hier wohl vorwiegend aus der Zähflüssigkeit so kieselsäurereicher Schmelzflüsse zu erklären und hat mit der, der miarolitischen Struktur der Tiefengesteine nahe verwandten trachytischen Rauhheit nichts zu tun. Die Wandungen der Poren sind oft mit Chalcedon, seltener mit Opal überkleidet, gern auch mit Tridymitkriställchen, selten mit dünnen Schalen sehr feinstengligen Quarzes (? Quarzin) besetzt. Der Erhaltungszustand der Quarzporphyre erklärt es, daß bei ihnen das feinporose Gefüge verhältnismäßig selten deutlich hervortritt. E. Kalkowsky zeigte, daß man das Vorhandensein desselben bisweilen durch eine Imbibition mit einer Fuchsinlösung nachweisen kann.

Eine sehr weite Verbreitung haben die auf räumliche Anordnung des Mineralbestandes begründeten fluidalen und sphärischen Strukturformen in den Quarztrachyten und Quarzporphyren. Doch sind sie nicht in allen Typen vorhanden und da, wo sie in verschiedenen Typen erscheinen, zeigen sie derart verschiedene Ausbildungsformen, daß ihre nähere Besprechung besser an die Beschreibung dieser Typen angegliedert wird.

Wie bereits an früherer Stelle erwähnt, finden sich in der Gesamtheit der Quarztrachyte und Quarzporphyre Typen, in denen man mit vollkommener Sicherheit effusive Äquivalente der Kalk-Alkaligranite und solche, in denen man effusive Äquivalente der Alkaligranite zu sehen hat. Von diesen beiden Hauptabteilungen sind die zu der Alkalireihe gehörigen Vorkommnisse leicht zu erkennen, wenn wir als farbige Gemengteile in ihnen die Alkaliamphibole und Alkalipyroxene antreffen. Bei dem geringen Gehalt an CaO, der die ganze Familie charakterisiert, und der dadurch bedingten Armut an Kalknatronfeldspäten überhaupt und insbesondere der anorthit-reicheren Mischungen ist die Verwertung des Feldspatgehaltes zur Unterscheidung der beiden Hauptreihen nicht von der gleichen Bedeutung, wie in der Granitfamilie. Die Benutzung der chemischen Analyse zur Unterscheidung wird noch ganz besonders dadurch erschwert, daß die Mengenverhältnisse von K_2O und Na_2O nicht nur bei verschiedenen Vorkommnissen derselben Reihe, sondern auch bei einem und demselben Vorkommen außerordentlich stark schwanken. Unter diesen Verhältnissen gewinnt die geologische Asso-

ziation eine ganz besondere Bedeutung für die Zuteilung eines Vorkommens zu der einen oder der andern der beiden Hauptreihen dieser Familie. Die Liparite und Quarzporphyre treten in Begleitung von Daciten und Quarzporphyriten, Trachyten und Orthophyren, Andesiten und Porphyriten, Basalten und Melaphyren auf, während wir die der Alkalireihe angehörigen Effusivformen der granitischen Magmen in Gesellschaft von Alkalitrachyten, Phonolithen, Trachyandesiten und Trachydoleriten, Tephriten nebst Leucit- und Nephelinbasalten sehen. Wo das durch die Gesteinsassoziation gelieferte Indizium fehlt, kann die Beurteilung der systematischen Stellung eines Quarztrachyts unsicher werden. Das möge hier besonders betont werden, um den richtigen Standpunkt für die Beurteilung der einem bestimmten Vorkommen in diesem Buche gegebenen Stellung zu liefern. Man wolle sich erinnern, daß genau diesen Assoziationen der Ergußgesteine die Begleitung der Kalk-Alkaligranite durch Syenite, Diorite und Gabbrogesteine und die Begleitung der Alkaligranite durch Alkalisyenite, Elaeolithsyenite, Essexite, Missourite und Ijolithe entspricht.

Liparite und Quarzporphyre.

Die Liparite und Quarzporphyre in engerem Sinne mit Einschluß der Nevadite und Kristallporphyre stellen die neo- und paläovulkanischen Ergußformen der eigentlichen granitischen Magmen dar. Wenn hier der Nevadit in einer Art Sonderstellung gegenüber dem Liparit behandelt wird, während die Kristallporphyre nicht von den normalen Quarzporphyren abgetrennt wurden, so folge ich darin der historischen Entwicklung der Petrographie und trage dem abweichenden äußeren Habitus der Nevadite vielleicht in ungebührlicher Weise Rechnung. Bei den Kristallporphyren ist das nie geschehen, obwohl sie eine keineswegs so seltene Ausbildung der Quarzporphyre darstellen.

Typische **Nevadite** sind auf europäischem Boden nicht eben verbreitet und die Literatur über diesen Typus erlaubt zurzeit noch nicht eine einheitliche, zusammenfassende Darstellung. Es ist indessen durchaus sicher gestellt, daß bei diesem Typus ebenso, wie bei dem normalen einsprenglingsarmen Lipariten, solche mit holokristalliner Grundmasse, wir nennen sie Nevadite schlechthin, solche mit mikrofelsitischer Grundmasse, die wir Felsonevadite nennen, und solche mit glasiger Grundmasse vorkommen, die Hyalonevadite heißen mögen.

Als Repräsentanten der holokristallin-porphyrischen Nevadite betrachte ich ein Gestein vom Chalk Mountain, Summit-County in Colorado, dessen Grundmasse aus kurzrektangulären und quadratischen Feldspatindividuen ohne Zwillingsstreifung und aus allotriomorphem Quarz besteht, der diese verkittet. Daß aber auch hier eine sehr geringe Menge von Glasbasis vorhanden sein muß, beweist die Häufigkeit von Gasbläschen, welche nicht in, sondern zwischen den Feldspaten zweiter Generation auftreten. Auch Cross, der das Gestein

zuerst beschrieb, gibt Glasstriemen als vorkommend an. Von diesen unbedeutenden Glasresten abgesehen, ist die Struktur eine durchaus granitporphyrische. Der Biotit des Gesteins ist oft skelettartig; der Sanidin hat sehr kleines 2E; in kleinen Drusen zeigen sich winzige Topase und Täfelchen eines Alkalifeldspats aufgewachsen. — Nach Cross würde auch der Quarztrachyt vom Black Hill bei Leadville hierher gehören, während ein solcher von Mc Nulty Gulch, ebenda, eine Art eutaxitischer Struktur zeigt, indem Bänder und Striemen eines hellen, an Quarz und Sanidin reichen und plagioklasarmen Gesteins mit dunkleren wechseln, die plagioklasreicher sind und keinen makroskopischen Quarz führen.

Auf europäischem Boden sind besonders die Hyalonevadite gut vertreten. Ich rechne hierher die prächtigen, ganz granitporphyrähnlichen Gesteine von den Cerros Pelados, Alifragas, Cerro Monje und Cerro Alto am Cabo de Gata, deren Kenntnis wir Osann verdanken. Aus dem grauen Gestein heben sich bis zu 6 cm große Sanidineinsprenglinge mit den Flächen von (001) (010) (110) (130) ($\bar{2}01$) und bisweilen ($\bar{1}11$) ab, die bald prismatisch nach der Kante P/M und dann einfache Individuen, bald dick tafelförmig nach M und dann Karlsbader Zwillinge sind. Sie stecken voll von Biotitkriställchen und sitzen lose im Gestein, mit dessen Masse sie nur durch wenige Brücken verbunden sind. In der eigentlichen Gesteinsmasse tritt der Sanidin gegen Plagioklas zurück. Der reichliche Biotit ist Ti-haltig, zeigt merklich schiefe Auslöschung und nicht selten das Tschermak'sche Zwillingsgesetz. Andere dunkle Gemengteile fehlen, doch begegnet man bei Alifragas akzessorischem Bronzit und Cordierit. Zirkon ist spärlich und Apatit reichlich vorhanden. Die Grundmasse ist glasig und enthält neben Feldspatmikrolithen auch Biotitblättchen zweiter Generation in recht wechselndem Verhältnis der farblosen Glasbasis und der mikrolithischen Ausscheidungen, deren Gesamtmenge aber stets nur einen geringen Teil des Gesteins bildet.

Dieser Typus spielt hinüber zu den Daciten, wie gewisse Glimmertrachyte (Ceri) nach den Andesiten hinüberführen. Daher ist denn auch die Grenze am Cabo de Gata schwer zu ziehen gegen die sanidinreichen nevaditischen Dacite der Gegend von Carthagena. Es ist das eben ein Typus der Ergußformen der granitodioritischen Magmen, in denen das Mengenverhältnis der Kerne $(KNa)AlSi_2$ und $CaAl_2Si_4$ ebenso wechselt, wie in Granititen und Tonaliten.

Sehr nahe verwandt mit diesen Nevaditen vom Cabo de Gata sind die prächtigen Hyaloliparite, welche ich zuerst von Torniella*

* In der wasserhellen, durchweg isotropen und perlitisch zersprungenen Glasbasis dieses Gesteins liegen zahlreiche, winzigste, drehrunde Scheibchen. Dieselben sind in ihrer Lichtbrechung ein wenig von der Glasbasis verschieden und grenzen sich gegen diese demzufolge mit einer äußerst zarten Kreislinie ab. Sie sind wasserhell, ohne jede Faserstruktur und zeigen ein sphärolithisches Interferenzkreuz von negativem Charakter zwischen gekreuzten Nicols. Es sind demnach wohl nur gespannte Glasteilchen.

in der Provinz Grosseto kennen lernte und die cordieritreichen schönen Gesteine, welche D'ACHIARDI von San Vincenzo, Castagneto u. a. O. und G. vom RATH von Capiglia maritima in der Maremme beschrieb. Neuerdings hat MATTEUCCI die Verbreitung dieser Gesteine im Gebiet von Roccastrada, Sassoforte, Grottoni, Torniella, Roccatederighi, Caminino und Orsa dargetan und ihre Verwandtschaft mit den Trachyten des Agro Sabatino und von Ceri, wie oben geschehen, betont, sie dagegen scharf von den Amiata-Trachyten geschieden. Manche dieser Gesteine sind typische Cordieritnevadite, andere zeigen den Cordierit nur spärlich, manche enthalten daneben etwas Granat. Die Einsprenglinge von Sanidin, etwas Plagioklas, Quarz und Cordierit, letzterer die zierlichen Drillinge und Sechslinge bildend, sowie Biotit sind streng idiomorph, Apatit (oft mit Flüssigkeitseinschlüssen) nicht allzu spärlich, Zirkon selten, Eisenerze nur in kleiner Menge. Auch hier ist der Gehalt an Plagioklas nicht unbeträchtlich. Turmalin wird gelegentlich von MATTEUCCI angegeben. Die Grundmasse zeigt in wechselnden Mengen eine zweite Generation von Feldspat, oft auch von Quarz und von Biotit, vereinzelt Diopsid (San Vincenzo) und ein farbloses Obsidianglas, an dessen Stelle bisweilen sehr zierlich schuppig-fasriger Mikrofelsit (San Vincenzo), öfter auch sekundäre allotriomorphe Quarzfeldspat-Aggregate treten. Eine nahezu holokristalline Abart findet sich nach MATTEUCCI bei der Lokalität Casaboni (das von MATTEUCCI gefundene sp. G. = 2,76 ist wohl ein Druckfehler). Nach D'ACHIARDI, LOTTI und DALMER scheinen die Hyalonevadite nur besondere peripherische Strukturformen zu sein, welche mit pinitführenden Mikrograniten und Felsophyren stofflich und geologisch ident sind und mit einem Granitstock in Verbindung stehen, welcher die Liaskalke marmorisiert und mit Couzeranit angereichert hat. — MATTEUCCI gibt aus dem beschriebenen Gebiete auch einsprenglingsarme Liparite an, deren geologische Beziehungen zu den Nevaditen wohl noch der Aufklärung bedürfen. C. DE STEFANI gab im Boll. R. Com. Geol. d'Italia 1888. Nos. 7 u. 8 (Apunti sopra roccie volcaniche della Toscana studiate dal ROSENBUSCH) eine Übersicht über diese Vorkommnisse.

Daß auch in den ungarischen Liparitgebieten der Nevadittypus vorkommt, beweist die oben zitierte Angabe v. RICHTHOFEN's. Mir wurde derselbe von einem der vielen Apati heißenden Orte Ungarns bekannt. Dicht gedrängte, nicht mehr ganz glasige Sanidine und gestreifte Feldspate nebst Quarz und Biotiteinsprenglingen werden durch einen vollständig in optisch positive, bräunliche Sphärolithe geballten Mikrofelsit verbunden, ein Felsonevadit.

Man muß sich nach dem Gesagten also die holokristallinen Nevadite, die Felsonevadite und Hyalonevadite nicht als verschiedene Gesteine, sondern als verschiedene, durch mannigfache Übergänge verbundene Ausbildungsformen eines und desselben Gesteins vorstellen.

Es ist schwer, aus der Literatur die Verbreitung des Nevadittypus nachzuweisen, zumal da bei diesen Gesteinen Übergänge in glasreiche

und einsprenglingsarme Formen häufig vorkommen. Doch dürften hierher wohl z. T. die von Bucca beschriebenen italienischen Vorkommnisse aus der Provinz Rom, ziemlich sicher das von Zirkel besprochene Gestein von der Insel Mokoia im Rotorua-See auf Neu-Seeland zu rechnen sein. Nach der Darstellung Vogelsang's darf man das gleiche für einen Quarztrachyt aus dem Tji-Mar-Tale bei Pesawahan auf Java, nach denen v. Drasche's für diejenigen von Sabangan auf Luzon vermuten.

Ebenso scheinen nach Thomas hierher zu gehören gewisse Laven des Tarawera auf Neu-Seeland, neben denen jedoch einsprenglingsärmere, obsidianartige Formen fast ohne kristalline Gemengteile zweiter Generation erscheinen. — Nach Bergeat's Angaben stelle ich zu den Hyalonevaditen einen Liparit von El Rodeo viejo in Guatemala mit trüben Feldspaten vom Habitus der Orthoklase, Sanidin, Plagioklas, Quarz und Biotit als Einsprenglingen. Der Biotit ist unter Wiederausscheidung von Eisenerzen z. T. resorbiert. Liparite von Sanarate und San Bartolo in Guatemala sind einsprenglingsarm. — Jimbo beschreibt eine »granite-like variety of rhyolite« von Nakanokotau bei Seseki auf der Insel Kunashiri, Japan.

Die normalen **Liparite** und **Quarzporphyre** sind durch mancherlei Zwischenformen mit den Nevaditen und Kristallporphyren verbunden, aber trotzdem bei typischer Entwicklung durch die unbedingte Vorherrschaft der Grundmasse, das auffällige Zurücktreten der Biotite, die geringe Zahl und die meistens auch geringen Dimensionen der Einsprenglinge scharf charakterisiert. Für die chemische Zusammensetzung ist der fast vollständige Ausfall des metasilikatischen, Al-freien Kernes, für die Struktur die unbedeutende intratellurische Entwicklung hervorzuheben. Das eruptive Magma besaß im Zeitpunkt seiner Effusion nur einen sehr geringen Grad kristalliner Differenzierung. Hiermit hängt ursächlich das so häufige Fehlen der Quarzeinsprenglinge, sowie das oft auffallende Zurücktreten oder Fehlen der ungestreiften Feldspate unter den spärlichen Einsprenglingen dieser Familie zusammen. Die Eruption erfolgte eben vor dem Beginn der Ausscheidung der Alkalifeldspate und des Quarzes. In auffallendem Widerspruch mit der normalen Entwicklung eines effusiven granitischen Magmas steht die Beobachtung von L. Duparc und F. Pearce, daß in den mikrofelsitischen und hyalinen Lipariten vom Kap Marsa und von Sidi Zerzor bei Ménerville in Algier die Einsprenglinge von Kalifeldspat vollständig fehlen, während solche von Biotit, von Plagioklas und von Quarz vorhanden sind, wobei überdies unter den Plagioklasen nicht nur verschiedene Mischungsverhältnisse (herrschend Andesin, daneben Oligoklas und Labradorit) in ein und demselben Gestein auftreten, sondern auch innerhalb eines Plagioklasindividuums der allgemein verbreitete Schalenbau nicht der Regel des nach außen abnehmenden Anorthitgehaltes folgt, sondern sehr unregelmäßigen Wechsel anorthitreicherer und anorthitärmerer Schalen zeigt. Wie es möglich war, daß in der intratellurischen

Entwicklung dieser K_2O-reichen Liparite die Bildung des Kalifeldspats zwischen derjenigen der Kalknatronfeldspate und des Quarzes vollkommen ausfallen und die Ausscheidung der Plagioklase eine so regelwidrige sein konnte, entzieht sich jeder möglichen Erklärung.

Für die normalen Liparite und Quarzporphyre ist ein lagen- und schlierenförmiger Wechsel in der strukturellen Entwicklung der Grundmasse in hohem Grade bezeichnend, und tritt bei keinem Ergußgestein in ähnlicher Verbreitung und in derselben Mannigfaltigkeit auf, die sich nicht selten zur sogenannten »durchflochtenen Struktur« steigert. Daß diese strukturelle Mannigfaltigkeit in den Lipariten deutlicher in die Erscheinung tritt als bei den Quarzporphyren, ist nur eine Folge ihres besseren Erhaltungszustandes. Aus derselben Ursache dürfte es sich erklären, daß die holokristallinen Strukturen bei den Lipariten seltener zu sein scheinen als bei den Quarzporphyren. Da man nun die Einteilung der Liparite und Quarzporphyre auf die Struktur der Grundmassen gründet, so muß man bei der Einreihung eines Vorkommens in eine bestimmte Gruppe von der im Gesteinskörper herrschenden Strukturform ausgehen.

Vogelsang, dem wir in den wesentlichen Punkten folgen werden, zerlegte die Quarzporphyre in Granophyre, Felsophyre und Vitrophyre, je nachdem die Grundmasse kristallin-körnig, felsitisch in seinem Sinne, oder glasig entwickelt ist. Zwischenformen, welche durch gleichzeitiges Auftreten zweier Ausbildungsarten entstehen, werden leicht durch Worte wie Felsogranophyr, Vitrofelsophyr usw. bezeichnet. Der Umstand, daß die Umgrenzung des Mikrofelsits hier und bei Vogelsang eine etwas andere ist, und ein gewisser Dualismus in der Ausbildung der Quarzporphyre mit holokristalliner Grundmasse bedingen einige Abweichungen von der Vogelsang'schen Systematik, welche auch für die Liparite in vollem Umfange verwendbar ist.

Zerfällt nun zunächst die Gesamtheit aller Quarzporphyre und Liparite in solche mit wesentlich holokristalliner und solche mit wesentlich mikrofelsitischer oder glasiger Grundmasse, so läßt sich die erstgenannte Abteilung je nach der Verwebung der wesentlichen Grundmasse-Komponenten Quarz und Orthoklas in mikrogranitische und granophyrische Quarzporphyre gliedern, während die zweite je nach der Ausbildungsform ihrer nicht oder doch nur mikrofelsitisch individualisierten Grundmasse in vitrophyrische und felsophyrische Quarzporphyre zerfallen. Statt der schleppenden Bezeichnungen mikrogranitische, granophyrische usf. Quarzporphyre werde ich mich der Termini Mikrogranit, Granophyr, Felsophyr und Vitrophyr bedienen. Man muß nur bei der Benutzung dieser Terminologie nie vergessen, daß ein Mikrogranit etc. nicht etwa ein vom Quarzporphyr verschiedenes Gestein, sondern lediglich ein Quarzporphyr mit einer bestimmten strukturellen Ausbildung ist. Diese vier Hauptstrukturtypen der Quarzporphyre sind durch die allmähligsten Übergänge an zahllosen Lokalitäten miteinander verbunden und man hat guten Grund

zu hoffen, daß die ursächliche Verknüpfung zwischen der Entwicklung einer bestimmten dieser vier Hauptstrukturtypen und den physikalischen Bedingungen, unter denen die Effusionsperiode des Gesteins verlief, sich dereinst präzis werde formulieren lassen.

Als **Mikrogranite** bezeichne ich diejenigen Quarzporphyre und Liparite, deren Grundmasse im wesentlichen ein richtungsloses, primär panidiomorph- oder hypidiomorph-körniges Gemenge von Quarz und Orthoklas ist. Die mineralogische Zusammensetzung und Struktur dieser Gesteine hat also die größte Analogie mit derjenigen der Granitporphyre. Das sollte auch der Name ausdrücken, der demnach, worauf mich C. Chelius brieflich aufmerksam machte, besser Mikrogranitporphyre gelautet hätte. Die weite Einbürgerung desselben verbietet wohl eine nachträgliche Änderung. — Trotz des allen Mikrograniten gemeinsamen, im wesentlichen holokristallinen Charakters ihrer Grundmasse ist dennoch eine große Mannigfaltigkeit nicht nur durch die sehr wechselnde Korngröße der letzteren, die bis zum Kryptokristallinen herabsinken kann, gegeben, sondern auch durch die Ausbildung der einzelnen Gemengteile.

Ein sehr verbreiteter Typus ist derjenige, wobei der Feldspat der Grundmasse, zu dem sich selten einmal merkliche Quantitäten von Plagioklas gesellen, in idiomorphen Individuen ausgebildet erscheint. Diese liefern dann meistens kurz rektanguläre bis quadratische Durchschnitte und lassen auf P, M und y als gleichmäßig herrschende Flächen schließen; seltener sind die Schnitte deutlich leistenförmig und weisen auf P und M als stark vorwiegende Begrenzung. Der Quarz bildet dann entweder gewissermaßen das Cäment für die Feldspatkristalle, oder aber er ist seinerseits in kleinen Dihexaëdern ausgebildet. In letzterem Falle ist in guten Präparaten und bei frischen Gesteinen recht oft zu beobachten, daß dieses anscheinend panidiomorph-körnige Feldspat-Quarz-Aggregat wie durchtränkt ist bald von einer farblos durchsichtigen Glasbasis, bald von trübem graugelblichem Mikrofelsit, bald von einer äußerst kryptokristallinen Substanz. Diese Dinge erscheinen im Durchnitt bei hinreichender Vergrößerung als sehr dünne Häutchen, welche die einzelnen Gemengteile trennen. In solchen Fällen gliedert sich die Gesteinsentwicklung während der Effussionsperiode eigentlich wieder in zwei Abschnitte: einen ersten, während dessen die zweite Generation von Feldspat und Quarz kristallisierte, einen zweiten, in welchem der letzte Rest des Gesteinsmagmas kryptokristallin oder amorph erstarrte. Bei allen diesen Ausbildungsformen, für welche die Haller, Grimmaer, Colmnitzer, Tiroler (Monte Zaccon) Porphyre, sowie diejenigen der Gegend von Hohwald in den Vogesen, von Pontgibaud in der Auvergne, von Bredbad in Elfdalen u. v. a. Beispiele liefern, sinkt das Korn der zweiten Generation eigentlich nie ins Kryptomere herab; es wird im Gegenteil gelegentlich der kryptokristalline, letzterstarrte Kitt zu einer dritten, mikrokristallinen, aber dann stets und vielleicht nur allotriomorph-körnigen Feldspat-Quarz-Generation, die dann

gern in bedeutenderen Mengen auftritt. — Es findet sich auch als letztes Erstarrungsprodukt, und also als Kitt der Gemengteile zweiter Generation ein granophyrisches Aggregat in geringen Mengen (Poppenberg a. H.), ja, es können selbst äußerst schmale sphärolithische Aureolen um die Quarzeinsprenglinge zur Entwicklung gelangen. — Seltener kommt es wohl vor, daß an einem Handstücke oder selbst in einem Schliff unregelmäßig gegeneinander abgegrenzte Stellen der Grundmasse verschiedene Arten der kristallinen Entwicklung, also z. B. mikrogranitische und granophyrische besitzen.

G. H. Williams beschrieb zuerst (N. J. B.-B. II. 607. Taf. XII Fig. 3 und 3a) in Quarzporphyren der Gegend von Triberg eine Struktur, die er makroskopisch an Pikrit (Amer. Journ. 1886. XXXI. 30) als poikilitisch bezeichnet hat (vergl. oben S. 138). Haworth übertrug die Bezeichnung mit einer kleinen Abänderung zu mikropoikilitisch auf die Grundmasse gewisser holokristalliner Quarzporphyre. In dem Journal of geology, Chicago 1893. I. 178 definiert dann Williams die mikropoikilitische Struktur im Gegensatz zu mikrogranitisch und granophyrisch folgendermaßen: in the third place a single large crystal of one of the two constituents of the groundmass may be filled with much smaller, irregularly arranged grains or crystals of the other. Teall (British petrography. 343), Harker (l. c. Bala volcanic series. 1889. 22 und 23), Cross (Proceed. Cal. Acad. of Sc. 1888. II. 242), Brögger (Z. X. 1890. XVI. 46) und Iddings (XII. Annual Rep. U. S. geol. Survey. 1892. 589) beschreiben dieselbe Struktur. Wo sie erscheint, zerfällt die Grundmasse in Körner von rundlichen bis rundlich eckigen Umrissen, die nur selten unter 0,05 mm Durchmesser herabsinken und deren Umrisse in nicht ganz frischen Gesteinen gern durch Eisenoxydstaub markiert werden. Die Körner bestehen aus Feldspath und stecken voll von eirunden, schlauchförmigen, unregelmäßig eckigen Quarzkörnchen, die, wie ihr Verhalten zwischen gekreuzten Nicols zeigt, ganz regellos orientiert sind. Nicht allzu selten, zumal bei länglich schlauch- bis zapfenförmiger Gestalt, läßt sich eine roh radiale Anordnung derselben in dem Feldspat beobachten; ja, schon Williams wies auf ihre Analogie mit und auf Übergänge in Pseudosphärolithe hin. Diese Struktur, welche zumal an den Gangporphyren der Triberger Gegend im Schwarzwald (Waldeck östlich Farnberg, Weg zwischen Hölltal und Farnberg usw.), sowie auch am Quarzporphyr des Raubschlößchens bei Weinheim an der Bergstraße zierlich ausgebildet ist, kommt in ziemlicher Verbreitung in Gangporphyren, recht selten in Deckenporphyren vor. Sie bildet gewissermaßen ein Bindeglied zwischen der mikrogranitischen und granophyrischen Struktur, schließt sich aber zunächt an die erste an.

Eine dritte Form der mikrogranitischen Quarzporphyre liegt dort vor, wo die Feldspate der Grundmasse nicht in isometrischen Individuen, sondern in längeren leistenförmigen Kristallen entwickelt sind. Solche mehr mikrolithische, als mikrogranitische Ausbildung scheint

nur bei weniger sauren und den Porphyriten und Daciten sich annähernden Vorkommnissen aufzutreten.

Die bei den Tiefengesteinen so verbreiteten älteren basischen Ausscheidungen kommen auch bei den Mikrograniten, wenngleich sehr selten vor; es sind bald auffallend glimmerreiche, bald stark plagioklasführende, rundliche oder eiförmige Massen von nicht eigentlich porphyrischer, sondern mehr panidiomorph-körniger Struktur. Da der Quarz in diesen älteren Ausscheidungen stark zurücktritt, so machen sie oft den Eindruck sehr feinkörniger lamprophyrischer Einschlüsse.

Die Mikrogranite sind als eine eigentümliche Gangformation sehr verbreitet in den Tiefengesteinen des Hochfeldmassivs im Unter-Elsaß und ihrem Schiefermantel in der Umgebung von Hohwald, Rothau und St. Nabor, ebenso bei Gerardmer und Rochesson in Lothringen, im Schwarzwald, sowie im sächsischen Erzgebirge (Schalch, Sauer) bei Altenhayn, im Thüringer Walde (z. B. nach Weiss zusammen in derselben Gangspalte mit quarzarmem Porphyr an der Gabel unfern der Marienhöhe bei Friedrichroda), in der Auvergne (Pranal, Pontgibaud, Iroude). Der Auersberger Porphyr aus dem Harz ist ein Mikrogranit mit felsophyrischer Randfacies. — In Deckenform, also in seiner typischen geologischen Gestaltung, treffen wir den Mikrogranit am Donnersberge in der Pfalz, im unteren Nahetale (Münster a. St), in Thüringen (Gegend von Friedrichroda, Hohleborn und Asbach), in Sachsen* (Rochlitzer, Grimmaer, Buchheimer, Hohburger usw. Porphyre), Schlesien (Waldenburg, Lomnitz). In der gewaltigen Quarzporphyrmasse des südlichen Tirol, dem sogenannten Bozener Porphyr, sind Mikrogranite verbreitet (Monte Zaccon, Sarntal, Karneid etc); — ebenso am Südabhang der Alpen im Gebiete des Lago di Lugano und Lago Maggiore (Arona)**. — In Gängen und Lagern aus dem Unter-

* Die Porphyrdecke des Tharandter Waldes auf den Sektionen von Tharandt und Freiberg der sächsischen Karte besteht nach Sauer und Beck aus einer an Quarzeinsprenglingen reichen und einer daran armen oder freien Abart, mit welch letzterer der Spechtshauser Pechstein in naher Beziehung steht. Beide Porphyre treten auch als Gänge auf, von denen die des quarzreichen die jüngeren sind; bei größerer Mächtigkeit nehmen die Gänge eine granitporphyrische Struktur an. Der Tharandter Quarzporphyr ist mikrogranitisch. Der quarzarme oder quarzfreie (mit 71,3% SiO_2 gegenüber 75,4% SiO_2 des quarzreichen) ist auch holokristallin, aber offenbar durch sekundäre Vorgänge (vergl. unten S. 812 und 813). Quarzarmer und quarzreicher Porphyr gehen ineinander über und gehören demselben Erguß an. Die gangförmigen Zufuhrkanäle des jüngeren Porphyrs sind oft biotitreich, während das Deckengestein sehr biotitarm ist. Die Grundmasse derselben ist z. T. granophyrisch.

** Chelussi beschreibt von Borgosesia am Lago d'Orta mikrogranitische Quarzporphyre, die unmittelbar an den Granit grenzen, mit zunehmender Entfernung von diesem dichter und endlich felsitisch werden. Gänge von sphärolithreichen Vitrophyren durchsetzen sie. Das erinnert auffallend an die Verhältnisse bei Lugano. — Auch nach Käch haben die im Gebiet zwischen Lago Maggiore und Val Sesia verbreiteten Quarzporphyrdecken und Gänge die größte Verwandtschaft mit den luganesischen. Besonders interessant sind die Beschreibungen, welche dieser Autor von den Quarzporphyrgängen im Vinatale bei Bolzano gibt. Es sind typische gemischte Gänge. In dem nördlichen Gange ist die Gangmitte granophyrisch und hellrot mit

silur der Gegend von Prag beschreibt Helmhacker, aus Devon von Bittadoon (North-Devonshire) bespricht Bonney Mikrogranite, Liebisch solche aus der mittelägyptischen Wüste, Howitt ein 1000′ mächtiges Lager in wahrscheinlich oberdevonischen Schichten von Snowy Bluff in North-Gippsland, Australien. — Unter den Elfdaler Quarzporphyren finden sich gleichfalls Mikrogranite*.

Vollkommen mikrogranitische Liparite lernte ich von der Torre della Testa und der Rambla del Coralete am Cabo de Gata, vom Rio San Juan de Maio in Argentinien u. a. O. kennen. Andere Vorkommnisse, wie sie z. B. das Eisenbacher Tal bei Schemnitz liefert und wie sie wohl auch Niedzwiedzki in den dunklen Lipariten von dem Höhenzuge des Brechos auf Samothrake beschrieb, zeigen noch deutlicher als die Quarzporphyre glasige und mikrofelsitische Häutchen zwischen den Feldspaten und Quarzen der Grundmasse. Übergänge anderer liparitischer Gesteinsformen in mikrogranitische und granitporphyrische Strukturen beschreibt Spurr aus den Pinenut und Quinn Canyon Ranges des Central Basin der Vereinigten Staaten. Die seltenere leistenförmige Ausbildung der Grundmasse-Feldspate zeigt ein Liparit von dem Dorfe Nakalakewi im Kaukasus.

Granophyrische Quarzporphyre und **Liparite** oder **Granophyre** nenne ich Quarztrachyte mit wesentlich holokristalliner Grundmasse, in welcher aber die wesentlichen Gemengteile derselben, Quarz und Orthoklas, nicht ein regellos gemengtes, sondern ein gesetzmäßig gruppiertes Aggregat bilden. Die betonte Gesetzmäßigkeit liegt darin, daß sich Quarz und Feldspat in der mannigfachsten Modalität durchdringen, so daß ihre Ausscheidung aus dem Eruptivmagma während der Effusionsperiode eine durchaus gleichzeitige gewesen sein muß. Ob und welche kristallonomische Beziehungen diese gegenseitige Durchdringung beherrschen, ist bisher nicht nachgewiesen worden. — Manche der wesentlichsten, hier als Granophyrstruktur zusammengefaßten Ver-

Einsprenglingen von Biotit, saurem Plagioklas, Orthoklas und Quarz; dagegen zeigt das nördliche Salband des O-W streichenden Ganges in dunkelgraugrüner Grundmasse nur kleine Feldspattäfelchen und nur sehr vereinzelte Quarzkörner. Die Grundmasse besteht aus wirr geordneten, oft sternartig gestellten, niemals sehr kleinen Plagioklasleisten, in deren Zwischenräumen allotriomorpher Quarz, ausgefranste Säulchen von brauner Hornblende, Putzen von Chlorit, reichliche Eisenerze (Magnetit und Ilmenit), etwas Apatit und Calcit liegen. Der SiO_2-Gehalt dieses Salbandgesteins ist nur 47,89%. Das Gestein des südlichen Salbandes ist grau und enthält reichliche Einsprenglinge von Quarz neben spärlicheren kleinen Feldspattafeln. Die Grundmasse ist identisch mit der des nördlichen Salbandes, nur daß die Hornblende hier vollständig, dort nur z. T. chloritisiert ist. Die Quarzeinsprenglinge dieses Salbandes werden für Fremdlinge gehalten. Diese Deutung stützt sich auf die Säume von Chlorit und Calcit, die sie ebenso zeigen, wie die Quarzeinsprenglinge in den Lamprophyren. — In dem südlichen Gange des Vinatales ist die Gangmitte nicht granophyrisch, sondern mikropoikilitisch, das Salband wesentlich gleicher Natur mit dem des nördlichen Ganges.

* Bucca machte die Eruptivnatur gewisser von Lotti und Nessig zu den Mikrograniten gestellten Porphyre Elbas zweifelhaft, fand aber Widerspruch von mehreren Seiten.

wachsungsformen finden sich in der von MICHEL-LÉVY als strukture pegmatoïde bezeichneten Ausbildungsweise granitischer und porphyrischer Gesteine, während unsere mikrogranitische Struktur sich ungefähr mit seiner structure granulitique deckt.

Um die Feldspate und Quarze der älteren Generation, kaum je um einen femischen Gemengteil, setzen sich die kristallinen Ausscheidungen jüngerer Generationen von Quarz und Feldspat in Form von Büscheln an, welche kleinere oder größere Sektoren divergentstrahlig struierter Kugeln darstellen. Nach dem gleichen Gesetz aufgebaute, aber vollkommen ausgebildete Kugeln bilden oft zum größten Teile die kristalline Grundmasse. Auf den ersten Blick ähneln diese Gebilde in hohem Grade den Sphärolithen mancher Gläser. Während aber diese vorherrschend wesentlich homogene Gebilde sind, erkennt man bei den granophyrischen Büscheln sehr oft schon im gewöhnlichen Lichte, daß die einzelnen Fasern oder Faserbündel nicht alle aus derselben Substanz bestehen, sondern z. T. dem Feldspat, z. T. dem Quarz angehören. Dem ersteren werden die trüberen und schwächer lichtbrechenden, dem letzteren die wasserhellen und stärker lichtbrechenden Fasern zugerechnet. Diese Heterogeneität gibt sich auch bei Behandlung solcher, als Pseudosphärolithe zu bezeichnenden Gebilde mit Flußsäure kund, welche die trüben Fasern weit rascher und heftiger angreift, als die wasserhellen, wie schon G. WILLIAMS 1883 nachwies. Bei den gröberfasrigen Pseudosphärolithen kann man sich auch durch die Untersuchung mit der Gipsplatte oft und sicher von dem verschiedenen optischen Charakter der einzelnen, hier als Quarz und Feldspat unterschiedenen, Fasern überzeugen. Endlich ergibt sich der eigentümliche Charakter dieser Pseudosphärolithe bei der Beobachtung derselben zwischen gekreuzten Nicols deutlich daraus, daß sie nicht die normale Interferenzfigur der gewöhnlichen Sphärolithe (cf. dieses Buch Bd. I. 4. Aufl. S. 395) zeigen, sondern bald mehr, bald weniger als vier dunkle Radialbalken, deren Neigung zueinander nun sehr verschieden sein kann. Denkt man sich ein radialstrahliges homogenes Aggregat, bei welchem jede Faser der andern äquivalent ist, so muß dasselbe ein dunkles Kreuz von vier Armen haben, die sich senkrecht schneiden, mögen die Elastizitätsachsen in den Fasern liegen wie sie wollen. Das Kreuz liegt parallel den Hauptschwingungsrichtungen der Nicols, wenn in den Fasern des Sphärolithen die Elastizitätsachsen parallel und senkrecht zu ihrer Längsachse geordnet sind; das Kreuz muß dagegen um 10°, 20°, 45°, kurz um jeden beliebigen Winkel schief zu den Hauptschwingungsrichtungen der Nicols stehen, wenn die Elastizitätsachsen um 10°, 20°, 45° oder jeden andern Winkel gegen die Längsachse derselben und die darauf Normale geneigt sind. Denkt man sich nun eine radialstrahlig struierte Kugel aus zwei stofflich verschiedenen Fasern oder Faserbündeln aufgebaut, von denen die einen die erst besprochene, die andern die zweite optische Orientierung haben, so muß der zentrische Durchschnitt durch eine solche

Kugel, wenn ein ganz regelmäßiger Wechsel der beiden verschiedenen Faserbündel stattfindet, zwei unter einem bestimmten Winkel (= der Auslöschungsschiefe des zweiten Fasersystems) sich schneidende vierarmige Kreuze zwischen gekreuzten Nicols zeigen. Ist der Aufbau der radialstrahligen Aggregate ein weniger regelmäßiger, so wird auch dadurch natürlich eine nach Zahl und Lage der dunklen Balken weniger regelmäßige Erscheinung zustande kommen.

Neben diesen Pseudosphärolithen finden sich ebensowohl als büschelförmige Ansätze (aber nur um Feldspat), wie auch selbständig in der Grundmasse Sphärokristalle von Feldspat, die durch zunehmende Dimensionen der einzelnen Individuen zu knäuelförmigen Verwachsungen von Feldspatleisten hinüberführen. — Wo — und das ist kein seltener Fall — die normalen Sphärolithe der Felsophyre in den Granophyren auftreten, lassen sie sich oft mit großer Sicherheit als jüngere Produkte der Gesteinsverfestigung gegenüber allen granophyrischen Gebilden erkennen. — Es mag hervorgehoben werden, daß eine konzentrisch-schalige Struktur oder eine glattflächige Ablösung von der Gesteinsmasse, wie sie bei echten Sphärolithen wohl vorkommt, weder bei den Sphärokristallen von Feldspat, noch bei den Pseudosphärolithen der Granophyre jemals beobachtet wurde.

Aber auch in andern als den beschriebenen Formen findet bei den Granophyren das Bestreben der Hauptgemengteile nach durchgreifender, auch äußerlich kristalliner Entwicklung seinen Ausdruck. So findet man in den größeren Quarzkristallen Feldspatindividuen, in den Feldspaten Quarzindividuen derart eingewachsen, daß alle die einzelnen eingewachsenen Individuen der beiden Mineralien genau parallel zueinander orientiert sind, also sämtlich in derselben Lage das Licht auslöschen. Man hat also eigentlich eine vielfache Durchdringung eines Feldspatkristalls mit einem Quarzkristalle; daß in dem einen Falle der Quarz, im andern der Feldspat zum Wirte wurde, d. h. eine mehr kontinuierliche Entwicklung gewann, läßt sich leicht durch das raschere Wachstum hier des Quarzes, dort des Feldspates erklären. Diese Strukturform entspricht der Durchdringung des Orthoklases mit Quarz in den Schriftgraniten.

Auch bei der feinkörnigen Grundmasse kehrt dieser Trieb nach gesetzmäßiger Gestaltung und Anordnung wieder. Selbst da, wo ein scheinbar regelloses Korngewirr im gewöhnlichen Lichte beobachtet wird, erkennt man im polarisierten Licht, daß über das ganze Gesichtsfeld hin alle Feldspat- und alle Quarzkörnchen je zueinander parallel geordnet sind. An andern Orten aggregieren sich Fasern beider Mineralien zu unilateral- oder bilateral federförmigen Gestalten, oder aber sie bilden ein Netzwerk mit sehr stumpfrhombischen, trapezförmigen, auch stumpf-dreiseitigen Maschen, die alle untereinander genau mit den Seiten parallel liegen. Die Fäden des Netzes bestehen aus Feldspat, die Maschen aus Quarz.

Ebenso wie bei Mikrograniten sich kleinere oder größere Gesteins-

partien mit granophyrischer Struktur finden, so kommt auch bei typischen Granophyren gelegentlich ein mehr oder weniger abrupter Übergang in mikrogranitische Struktur vor. Auch zwischen granophyrischer und felsophyrischer Struktur findet sich bald ein anscheinend regelloser Wechsel, bald lassen sich felsophyrische Teile in sonst normalen Granophyren als letztes Produkt der Gesteinsverfestigung erkennen. — Daß Granophyrstruktur als randliche Facies bei Graniten, also eigentlichen Tiefengesteinen teils in dem Hauptgesteinskörper selbst, teils in Apophysen desselben vorkomme, wurde an früherer Stelle erwähnt. Die erste mikroskopische Beobachtung über Granophyrstruktur in Graniten wurde wohl von Sorby am Mount Sorel-Amphibolgranitit gemacht. — In besonderer Schönheit beobachtet und beschrieb Lossen diese Granophyrfacies an mehreren turmalinführenden Gangapophysen, welche vom Nordostrande des Brockengranitits auslaufen. — Eine sehr deutliche Schilderung mancher Eigentümlichkeiten solcher Granophyrfacies gibt auch Howitt gelegentlich seiner Beschreibung der oberpaläozoischen Granite von Bairnsdale in Gippsland, Australien.

In der Form mächtiger Decken, also in typisch effusiver Gestaltung, wurde der Granophyr, ebenso wie die Gangform desselben, zuerst aus den Vogesen zwischen Andlau- und Ehntal am Hochfelde im Unterelsaß erkannt. Hier ist das Gestein in den mächtigsten Teilen der Decken rein granitisch, im Liegenden an der Grenze gegen den metamorphen Steiger Schiefer felsophyrisch entwickelt. Sehr analoge Verhältnisse fand Harada bei den altberühmten roten Porphyren von Lugano, die er als deckenförmigen Granophyr mit zentraler Granitit- und peripherischer Quarzporphyrfacies (i. e. Felsophyr)-Facies charakterisiert. Danach zeigt sich also im großen wie im kleinen, daß der Granophyr eine in kristallographischem Sinne höher stehende Entwicklungsform der Quarzporphyre ist, als der Felsophyr und wollte man nach diesem Gesichtspunkte die verschiedenen petrographischen Ausbildungen eines granitisch-quarzporphyrischen Eruptivmagmas ordnen, so hätte man eine Reihe vom Granit durch Mikrogranit zu Granophyr, Felsophyr, und endlich Vitrophyr.

Nach Ramsay gehören die deckenartig auftretenden, eine glasige Grenzfacies zeigenden und von Tuffen begleiteten Quarzporphyre der Insel Hogland ebenfalls zu den Granophyren. Er stellt sie genetisch in Zusammenhang mit dem Rapakiwi, in welchem die Granophyrstruktur so sehr verbreitet ist.

Gegenüber den sonst so allmähligen Übergängen von Granophyren in Mikrogranite und Felsophyre ist es zu betonen, daß nach C. Schmidt bei dem Windgälle-Porphyr der Granophyr gegenüber dem Mikrogranit, trotzdem beide zu einer geologischen Einheit verbunden sind, eine gewisse Selbständigkeit hat, die sich auch chemisch durch seinen weit höheren SiO_2-Gehalt ausdrückt. Immerhin ist auch hier der Granophyr anscheinend eine peripherische Differentiationsform des Mikrogranits.

In Portugal sind Granophyre von seltener Schönheit in der Um-

gebung von Valverde und Odivellas unweit Beja in Alemtejo weit verbreitet.

Einen sehr merkwürdigen Granophyr beschreibt Mügge von dem Longido-Berge im Massai-Lande. Quarz und Feldspat bilden rundliche, nicht idiomorphe Einsprenglinge; der Quarz ist durch unbestimmbare, optisch unwirksame Einschlüsse für das bloße Auge blauschwarz, unter dem Mikroskope grauviolett bis grau gefärbt. Die Feldspatkörner werden von einem Orthoklas gebildet, der von verbogenen Lamellen von Oligoklas-Albit durchwachsen ist und von einem scharf getrennten Mantel desselben triklinen Feldspats eingehüllt wird, in welchem besonders die granophyrische Durchwachsung mit Quarz stattfindet. Diallag, Hypersthen und Hornblende mit etwas Granat bilden in dem Gestein nesterartige Aggregate, welche möglicherweise aus den umgebenden Schiefern stammen, in denen diese Mineralien auftreten.

Liebisch fand Granophyr unter den von Schweinefurth vom Gebel-Om-el-Tenasseb in der mittelägyptischen Wüste mitgebrachten Gesteinen.

Daß wir in den Mikrograniten und Granophyren nicht die normale Strukturform der Porphyr- und Liparit-Ergüsse sehen dürfen, ergibt sich aus der Häufigkeit dieser Struktur bei den Granitporphyren. Hieraus erklärt sich auch die Seltenheit der granophyrischen Struktur bei den typisch effusiven Lipariten. In vorzüglicher Ausbildung beobachtete ich sie an einem Liparit von Kremnicka in Ungarn. Man wird in solchen Fällen wohl an zentrale Facies denken dürfen. Die Normalstruktur der Porphyr- und Liparitergüsse ist die mikrofelsitische und vitrophyrische.

Die **Felsoliparite** und **Felsophyre** zeigen eine geradezu kaleidoskopische Mannigfaltigkeit der Ausbildung und es ist nicht leicht, aus dem Gewirr der Einzelformen die Gruppencharaktere herauszuheben. In allen Fällen, und man muß sich der Felsoliparite zum Studium bedienen, besteht die Grundmasse entweder ganz aus Mikrofelsit oder diesem ist eine glasige Basis, beziehungsweise es sind ihm äußerst mikrokristallin entwickelte Massen beigemengt. Durch das Überwuchern der einen oder der andern Beimengung vollziehen sich die Übergänge in mikrogranitische und in vitrophyrische Typen. Die Anordnung dieser zwei oder drei Bestandmassen bedingt die sphärolitische, die lagenförmige und die durchflochtene Struktur, sowie die Verbindungen zweier oder mehrerer dieser Strukturformen. — In die wahre Natur der Mikrofelsitsubstanz erhält man am leichtesten und am sichersten einen klaren Einblick, wenn man sie dort studiert, wo sie zusammen mit einem frischen Gesteinsglase auftritt, von dem sich der Mikrofelsit leicht durch die höhere Lichtbrechung und die geringere Lichtdurchlässigkeit abhebt. Als einfachste Gestalt des Mikrofelsits erscheint dann die Schüppchen- oder Faserform und es läßt sich bei jeder dieser Ausbildungsformen feststellen, daß seine Entwicklung nicht nur derjenigen der Einsprenglinge, sondern auch derjenigen der allerjüngsten mikrolithischen Ge-

bilde der Effusionsperiode folgte. Die oft als Feldspat, seltener als Augit bestimmbaren, oft aber auch nicht sicher deutbaren Mikrolithe, die Trichite und alle kristallitischen Substanzen durchziehen den Mikrofelsit in fluidal geordneten Reihen so ungestört, als wäre er nicht vorhanden, und ganz ebenso, wie die mit ihm associierte Glasbasis. Andererseits windet sich der Mikrofelsit anschmiegend um etwa beigemengte rundliche oder elliptische kristalline Feldspat-, Quarz- oder Feldspat-Quarz-Aggregate. Ja, es scheint, als ob selbst Tridymithäufchen oft bedingend auf die fluidale Anordnung des Mikrofelsits gewirkt hätten, während allerdings in andern Fällen solche Trydimitaggregate mit dem Mikrofelsit gleichsinnig ausgezogen, gewunden und gestaucht sind. Daß die Erstarrung der Glasbasis der Mikrofelsitbildung folgte, also der letzte Akt der Gesteinsverfestigung war, geht besonders deutlich aus dem Verhalten der Mikrofelsit-Sphärolithe gegen das Gesteinsglas hervor. Die außerordentlich feinen Strahlen dieser setzen von der Peripherie aus ungestört und weithin in jenes fort ohne Veränderung ihrer Richtung, wenngleich oft in Glieder zerbrochen, wohl bei der Kontraktion während der Erstarrung des Glases. — Aber selbst in sehr frischen Felsolipariten und Felsophyren begegnet man in dem Mikrofelsit äußerst kryptokristallinen, unregelmäßig begrenzten Substanzen von nicht einheitlichem Charakter, die in den Mikrofelsit gewissermaßen verfließen, wenn sie nur in geringer Menge und mit feinstem Korne entwickelt sind, die aber mit zunehmender Menge und wachsendem Korne sich immer deutlicher abheben und bald als ein durchaus allotriomorphes Aggregat von Quarz und Feldspat, sowohl durch die mikroskopische Untersuchung, wie durch die Behandlung mit Flußsäure und durch Tinktion erkannt werden können. Sie verdanken ihre Entstehung dem Zerfall des Mikrofelsits, weshalb denn auch die Summe dieser Aggregate plus Mikrofelsit an verschiedenen Stellen der Dünnschliffe eine recht konstante ist mit dem Grenzwert Null für jeden Summanden. Für diese Deutung der allotriomorph-körnigen Quarz-Feldspat-Aggregate als Produkte des chemischen Zerfalls der Mikrofelsitsubstanz spricht auch der Umstand, daß sie nicht nur in der Verteilung der kleinen Erzkörner, sondern auch in der Anordnung ihres Mineralbestandes und in ihrer Anschmiegung an die Einsprenglinge durchaus die fluidalen Phänomene, die der unveränderte Mikrofelsit zeigt, vollkommen erhalten haben. Endlich ist noch hervorzuheben, daß nur diese sekundär allotriomorph-körnigen Grundmassen alle jene für die frischen Felsophyre so charakteristischen kugligen Bildungen zeigen, die den primär holokristallinen mikrogranitischen Grundmassen durchaus und in gleicher Weise fehlen, wie die fluidalen Phänomene.

Die in den Felsolipariten sehr oft, in den Felsophyren weit seltener neben dem Mikrofelsit erscheinende Glasbasis ist farblos bis gelblich oder graulich, kompakt und nur selten porös bimssteinähnlich, selten ganz rein, sondern mehr oder weniger mit Mikrofelsit in kurzen Strängen oder cumulitischen Massen erfüllt. Außerdem aber ist sie in den meisten

Gesteinen voll mikrolithischer und kristallitischer Gebilde. Unter diesen sind langprismatische farblose, oft gegabelte Kriställchen mit der Brechung und Doppelbrechung der Feldspate am häufigsten. Dieselben sind fast stets fluidal geordnet und ihre Längsachsen liegen mehr oder weniger genau parallel, Das Gedränge derselben kann ein so dichtes werden, daß bei schwächeren Vergrößerungen zwischen gekreuzten Nicols und bei eingeschaltetem Gipsblättchen mit Rot I. Ordnung das ganze Gesichtsfeld sich wie ein negativer Kristall zu verhalten scheint, dessen Achse größter Elastizität parallel der Stromrichtung liegt. Erst bei stärkeren Vergrößerungen erkennt man, daß die Doppelbrechung auf die Feldspatmikrolithe beschränkt ist. Sehr schön ist diese Erscheinung in einem Liparit von Battaglia in den Euganäen. — In andern Gesteinen sind die Feldspatmikrolithe nicht langprismatisch, sondern kurz spindelförmig, aber in der gleichen Weise geordnet und denselben Effekt hervorbringend (Lithoidit vom Gönczer Pass, ONO. Göncz, S. Telkibanya). Nächst den Feldspaten kommen stärker licht- und doppelbrechende Mikrolithe, die als Pyroxen bestimmt werden können, recht verbreitet vor; dann dunkelbräunlich durchscheinende Trichite, opake Margarite und Kristallite, an welche sich randlich gern erzähnliche Körnchen und Stacheln, auch Mikrofelsit-Cumulite anheften. Alle diese Gebilde ordnen sich meistens deutlich fluidal. — Sehr häufig wechseln auch diese Ausscheidungen in parallelen Bändern, so daß Trichitenreihen und Mikrolithenreihen alternieren. Auch der Mikrofelsit ist nicht selten mit kristallitischen Gebilden erfüllt, doch scheinen die als Feldspat und eventuell als Augit gedeuteten Mikrolithe ihn zu meiden. — Dunkle globulitische Körperchen sind in der Glas- und Mikrofelsitsubstanz oft reichlich vorhanden.

In Felsophyren und Felsolipariten ist kaum eine Strukturform so allgemein verbreitet, wie die kuglige und die Häufigkeit und Mannigfaltigkeit der kugligen Gebilde in den Felsophyren verlangt eine eingehendere Schilderung. Es ist jedoch vorauszuschicken, daß mikrosphärische Strukturformen in soweit unabhängig sind von der makroskopischen Kugelbildung, als die erstere sehr oft makroskopisch gar nicht zur Erscheinung gelangt und die letztere nur in einzelnen Fällen direkt identisch mit ersterer ist. Sehr viele der sogenannten Kugelporphyre oder Pyromeride sind nicht einfache, sondern recht komplexe sphärische Gebilde.

Alfr. Stelzner beobachtete wohl zuerst — die älteren Untersuchungen Delesse's über globulare Strukturformen beziehen sich fast ausschließlich auf komplexe Gebilde — in porphyrischen Gesteinen von dem Flusse Tscharisch, von Korgon und von den Renewski'schen Gruben am Altaï eine Reihe verschiedenartiger kugliger Gebilde, welche zu den häufigst wiederkehrenden gehören. Wenn nun auch die betreffenden Gesteine nicht Porphyre in dem von uns adoptierten Sinne Gustav Rose's, sondern wegen ihres Gehaltes an Plagioklas nach der hier gebrauchten Nomenklatur Quarzporphyrite sind, so möge seiner

schönen Entdeckung doch gleich hier gedacht werden. Abgesehen von den weniger wesentlichen Momenten einer mehr oder weniger regelmäßig sphärischen Form, eines fremden Zentrums in Form opaker oder anderer Körner, welches bald da ist, bald fehlt, einer bald schärferen, bald weniger prägnanten Abgrenzung nach außen durch eine Umhüllung opaker Pünktchen, hebt STELZNER besonders hervor, daß in gewissen Fällen diese kugligen Gebilde, echte Sphärolithe, aus radialstrahligen Nadel-Aggregaten bestehen, welche zwischen gekreuzten Nicols ein bei Drehung des Präparates unbewegliches schwarzes Kreuz zeigen, in andern Fällen dagegen sich im polarisierten Lichte als aus einzelnen Körnern ohne radiale Struktur aufgebaut erkennen lassen. Andere Gesteine, zumal die von den Renewski'schen Gruben zeigen radialstrahlige Gebilde von einer geringeren Regelmäßigkeit der Ausbildung, welche nach der Beschreibung mir identisch zu sein scheinen mit den später von MICHEL-LÉVY beschriebenen »étoilements« und den von mir als Pseudosphärolithe besprochenen Gebilden der Granophyre.

In demselben Jahre fand EM. COHEN ganz analoge Verhältnisse bei den Porphyren des Odenwaldes; er weist auf die volle Unabhängigkeit der eigentlichen Sphärolithe mit radialstrahliger Anordnung und dadurch bedingtem Interferenzkreuz von einer äußerlich erkennbaren Kugelstruktur hin und unterscheidet demnach strenge zwischen kugligen Porphyren und sphärolithischen. Die sphäroidischen Porphyre bestehen ganz oder teilweise aus konzentrisch-schaligen und häufig gleichzeitig radialstrahligen Kugeln, welche kein Interferenzkreuz zeigen: sie können allerdings akzessorisch echte Sphärolithe führen. In den echten Sphärolithen erblickt COHEN nach seinen damaligen Anschauungen radialstruierte Grundmasse, die Kugeln der sphäroidischen Porphyre dagegen bestehen aus regelmäßig angeordneten individualisierten Bestandteilen. Bei den Sphärolithen besteht das Zentrum aus einer körnig entglasten Masse, die fasrige radiale Struktur derselben ist wenig präzis, tritt erst durch interponierte Körnchen hervor und ihre Abgrenzung nach außen ist verschwommen. Bei der kugligen Struktur dagegen liegt oft ein Quarz- oder Feldspatkorn in der Mitte, fehlt aber auch wohl oder liegt exzentrisch, die Struktur der Kugeln ist schalig und nach außen werden sie durch eine Lage dunkler Pünktchen abgeschlossen. — Ähnliche Erscheinungen beschreibt derselbe Forscher aus den Felsitporphyren der Lobombo-Berge im östlichen Südafrika.

Weniger exakt sind die Beschreibungen sphärolithischer Strukturformen in porphyrischen Gesteinen von Arran, welche ALLPORT 1872 in der oben zitierten Arbeit gab.

Auch für die sphärischen Gebilde der Porphyre verdanken wir wieder HERM. VOGELSANG eine Fülle der prächtigsten Beobachtungen und eine Klassifikation, die wir uns mit wenigen Modifikationen werden zu eigen machen können. Ausgehend von dem Gesichtspunkte, daß das Wort Sphärolith einen lediglich morphologischen Begriff bezeichne, ein kugliges Gebilde von zwar meistens, aber nicht immer radial-

strahliger Struktur, stellt VOGELSANG fest, daß die letztere nicht streng zugleich den Begriff vollkommen entwickelter Kristallnadeln involviere. Alle Sphärolithe verdanken ihre Entstehung dem allgemeinen Gesetze der radialen Anziehung oder kugligen Verdichtung. Die Globulite, als Primitivkörperchen der Kristalle, sind natürlich keine Sphärolithe. VOGELSANG meint nun aber, in der mikroskopischen Gesteinsdiagnose solle man den Begriff Globulit nicht so scharf fassen, sondern darunter alle diejenigen kleinen sphäroidischen Bestandteile verstehen, welche durch ihre physikalischen Eigenschaften eine unvollkommene Individualisation andeuten und im allgemeinen homogen erscheinen. Obgleich er zugibt, daß der Unterschied von Sphärolithen mit radialer Struktur und ohne eine solche sich vorwiegend geltend macht, so will er nicht darauf ausschließlich die Klassifikation begründen, sondern unterscheidet:

1. Cumulite; sie bestehen aus Globuliten, die zu einem rundlichen Aggregate zusammentreten, ohne daß Radialstruktur entsteht; die Cumulite sind kuglig, brombeerförmig, auch ellipsoidisch oder fasrig, jedenfalls nicht physikalisch, oft auch nicht chemisch homogen. Ihr optisches Verhalten ist ein sehr verschiedenes.

2. Globosphärite entstehen, wenn Globulite sich radialstrahlig ordnen.

3. Belonosphärite sind radialstrahlige kristalline Aggregate, wie die Hornblende-Anorthit-Kugeln des Corsites.

4. Felsosphärite werden diejenigen Gebilde genannt, welche nicht mit Sicherheit einer oder der andern Art zugewiesen werden können und aus irgendwie struiertem Felsit im VOGELSANG'schen Sinne bestehen; sie sind bald radialstrahlig, bald konzentrisch schalig, bald ohne eine deutlich hervortretende Struktur,

5. Granosphärite bilden sich durch den Zusammentritt kristalliner Körner zu kugligen Aggregaten.

Dieser VOGELSANG'schen Einteilung der sphärolithischen Gebilde möchte ich mich in soweit anschließen, als ich die Bezeichnung Cumulite, Globosphärite und Granosphärite in demselben Sinne verwenden werde, wie er. Bei den Belonosphäriten unterscheide ich die aus mehreren deutlich unterscheidbaren Substanzen zusammengesetzten Gebilde als Pseudosphärolithe und bezeichne die in dieselbe Kategorie fallenden, aber homogenen Gebilde als Sphärokristalle einer bestimmten Substanz, also Feldspat-Sphärokristalle, Chlorit-Sphärokristalle usf. oder auch Feldspat-Sphärolithe, Chlorit-Sphärolithe usf. Die aus der Mikrofelsitsubstanz bestehenden Sphärolithe, mögen Felsosphärite oder Sphärolithe schlechthin genannt werden. Die Entstehung und manche Einzelheit im Bau dieser Gebilde hat D. GERHARD sehr sinnreich in folgender Weise zu erklären versucht. Denkt man sich in einem der Erstarrung nahen Magma — und allenthalben sind diese Felsosphärite das letzte Kristallisationsprodukt unmittelbar vor der glasigen Erstarrung — eine kristallisierbare Verbindung in Ausscheidung begriffen, so werden aus der unmittelbaren Umgebung der Kristal-

lisationszentren die Moleküle nach diesen hineilen; eine vollständig parallele Anordnung ist durch den magmatischen Widerstand der erstarrenden Mutterlauge unmöglich gemacht. Durch die Festwerdung der dem Zentrum zueilenden Moleküle wird um dieses ein substanzarmer Hof geschaffen; durch den Übergang der kristallisierbaren Moleküle in den starren Aggregatzustand wird Wärme frei und dadurch die Erstarrung der unmittelbaren Umgebung soweit verzögert, daß aus etwas weiterer Entfernung wieder kristallisierbare Moleküle herzueilen können usf.

A. Michel-Lévy, der in mehreren seiner Arbeiten (man vergleiche außer den oben genannten die Studie über die Variolite und einen Artikel Sur la nature des sphérolithes faisant partie intégrale des roches eruptives, C. R. 1882. XCIV. 464) den Sphärolithen seine Aufmerksamkeit zuwandte, unterscheidet sphérolithes feldspathiques (also Sphärokristalle von Feldspat, wobei er die Gebilde in den Varioliten, nicht solche in Quarzporphyren im Auge hat), sphérolithes pétrosiliceux à croix noire (unsere Sphärolithe schlechthin oder Felsosphärite) und später zu besprechende sphérolithes pétrosiliceux à quartz globulaire. Nach seinen Beobachtungen zeigen die sehr kleinen, regelmäßig gebauten, äußerst fein fasrigen Sphärolithe der tertiären Perlite und Liparite der dyadischen Pechsteine und Felsophyre negativen Charakter der Fasern und große Homogeneität; sie verhalten sich wie gepreßte Glaskugeln und werden daher wesentlich für colloide oder glasige Substanzen gehalten, deren Birefringenz eine Spannungserscheinung wäre; er nennt sie an einer andern Stelle imprägniert mit colloidalem Opal. Die größeren, gröber fasrigen, oft auch mit konzentrischen Wachstumsringen versehenen Sphärolithe zeigten positiven Charakter der Doppelbrechung in den Fasern und wurden daher für Quarzsphärokristalle gehalten. Der letzteren Annahme widersprechen entschieden die Analysen dieser Sphärolithe, die von den verschiedensten Seiten ausgeführt wurden. Der Unterschied im Charakter der Doppelbrechung ist tatsächlich vorhanden, wenn er sich auch nicht scharf in den angegebenen Grenzen hält. So fand ich die Fasern der Sphärolithe positiv in den Quarzporphyren von Wegscheid, vom Rauhfels, Lüspelkopf und Heißer Stein bei Gebweiler, vom Brandleite-Tunnel und Schreckkopf in Thüringen, in den Pechsteinen der Meißener Gegend (die Sphärolithe sind sehr klein und sehr homogen), im Pechstein von Fréjus, Var, in den Quarzporphyren von Wrekin in Wales, vom Leichtersberg im Odenwald. — Negativ sind sie in den Felsophyren vom Äpfelskopf im Odenwald, Braunsdorf bei Tharandt in Sachsen, Scharzfeld am Harz, Morcote bei Lugano, Brickdir bei Bangor, Chatham bei Quebec. — Im Felsophyr des Wendenkopfes im Odenwald sind die großen Sphärolithe positiv, die kleinen negativ, ähnliches zeigen andere Porphyre. — Sphärolithe, deren Fasern teils positiv, teils negativ waren, führten die Felsophyre von Shilmoor und Corrieghills auf Arran, und von Grillenburg in Sachsen; das Gefüge dieser Sphärolithe ist ein so inniges, daß

sie sich nicht als mechanisches Gemenge, als Pseudosphärolithe nachweisen ließen. — Ob und welche chemische Verschiedenheiten mit diesem wechselnden optischen Charakter verbunden sind, ist bis dahin nicht bekannt. Die bis heute vorliegenden chemischen Untersuchungen sprechen dafür, daß in den positiven Sphärolithen die Sphärokristalle des Mikrofelsits zu sehen sind.

Die Erklärung mancher Eigentümlichkeiten und scheinbaren Widersprüche bei den Felsosphäriten liefert wieder das Studium frischer Liparite. Sucht man die mikrofelsitischen Einzelkörperchen bis zu ihrer sphärolithischen Aggregation zu verfolgen, was besonders gut in den Lithophysen führenden Vorkommnissen der Gegend von Telkibanya, zumal in einem solchen vom Ostende von Telkibanya, NO. Göncz tunlich ist, so findet man, daß in der farblosen Glasbasis die globulitähnlichen Mikrofelsitschüppchen sich zu sehr kleinen rundlichen Gruppen so zusammenballen, daß sie echte Cumulosphärite bilden. Jedes Schüppchen oder Scheibchen ist einzeln wahrzunehmen und zwischen denselben ist das farblose Glas sicher zu erkennen; die Zusammenballung derselben wird lockerer und lockerer mit der Entfernung vom Zentrum. Eine solche Grundmasse-Partie besteht also aus glasdurchtränkten Mikrofelsit-Cumulosphäriten, die von reinen, d. h. mikrofelsitfreien Glasschalen umgeben sind. Eine deutlich radiale Anordnung der Mikrofelsitscheibchen in den Cumulosphäriten ist oft wahrnehmbar, oft fehlt sie auch. Diese erst bei den stärksten Vergrößerungen wohl erkennbaren Gebilde zeigen ausnahmslos ein zierliches, sphärolithisches Interferenzkreuz und negativen Charakter der Doppelbrechung. Daß die Doppelbrechung selbst und also auch der Charakter derselben nicht direkt der Mikrofelsitsubstanz zugeschrieben werden darf, ergibt sich daraus, daß dieselben Interferenzkreuze in vollständig mikrofelsitfreien Glasscheibchen desselben Präparates in demselben Gesichtsfelde erscheinen. Es liegt offenbar eine Spannungserscheinung im Glase selbst vor und daraus erklärt sich auch ihr negativer Charakter. — Sobald jedoch die verkittende Glassubstanz zurücktritt, dabei zugleich eine rosettenförmige oder radialstrahlige Anordnung der trübgelblichgrauen Mikrofelsitschüppchen deutlich wahrnehmbar wird, erhält man zwischen gekreuzten Nicols präzisere Interferenzkreuze und zwar mit positivem Charakter der Doppelbrechung. Die Doppelbrechung ist etwas höher und zugleich ist die Grenze der einzelnen Mikrofelsit-Sphärokristalle gegeneinander, beziehungsweise gegen den Glasteig auch im gewöhnlichen Lichte deutlich erkennbar. — In ähnlicher Weise kann man bei den in Sphärolithfels übergehenden oder lagenartig aus Sphärolithfels und Glas aufgebauten Liparit-Obsidianen von Lipari konstatieren, daß die deutlich strahligen, bräunlichen, nur wenig mit Glas durchtränkten Mikrofelsit-Sphärolithe optisch positiv sind, während die kleineren, dicht gedrängten, ebenfalls bräunlichen, aber nicht strahligen, sondern cumulitischen und stark mit Glas getränkten Sphäroide ein negatives Interferenzkreuz zeigen.

Von den zweifellosen Mikrofelsitsphärokristallen der Felsoliparite lassen sich nun alle denkbaren Übergänge zu den makroskopischen sog. Sphärolithen der Liparitperlite und -Obsidiane, sowie der Felsoliparite und Felsophyre selbst, mit schon dem bloßen Auge erkennbarer radialer Faserstruktur verfolgen. Da nun diese nach den vorliegenden chemischen Untersuchungen übersaure Silikate von feldspatähnlicher Zusammensetzung sind, so scheint mir die für die Natur des Mikrofelsits dargelegte Auffassung kaum bestreitbar. — Diese Mikrofelsitsphärokristalle sind bald absolut, oder doch soweit das Mikroskop eine Beurteilung erlaubt, homogen und geben dann sehr präzise, den Nicolhauptschnitten parallel orientierte Interferenzkreuze. Die Regelmäßigkeit derselben wird auch da nicht gestört, wo sie in erkennbarer Weise mit klarer Glasbasis durchtränkt sind. In andern Fällen werden die Interferenzkreuze unregelmäßiger; einzelne dunkle Strahlen liegen mehr oder weniger schief gegen die Nicolhauptschnitte (Gönczer Tal), es entstehen mehr oder weniger als vier Kreuzarme. Dann kann man oft sicher erkennen, daß den trüben Mikrofelsitfasern helle Strahlen von negativem Charakter, d. h. mit größter Elastizität parallel der Längsachse beigemengt sind, welche man wohl für Feldspat halten muß. Gelegentlich, aber doch sehr selten sind auch positive wasserhelle Strahlen nachweisbar, die man für Quarz wird halten müssen, und so gibt es Entwicklungsformen, die von ursprünglichen Quarz-Feldspat-Pseudosphärolithen nicht mit Sicherheit zu unterscheiden sind. Ob man jedoch von eigentlichen Übergängen aus Mikrofelsitsphärokristallen zu Pseudosphärolithen reden darf, das möge zunächst dahingestellt sein. Es darf nicht unerwähnt bleiben, daß man an tangentialen Schnitten durch Mikrofelsitsphärolithe bisweilen zu beobachten glaubt, daß ihnen eine stärkere Doppelbrechung eignet, als den Schnitten nach größten Kreisen. Dann entspräche die Faserachse der Mikrofelitstrahlen der mittleren Elastizität und man könnte die beschriebene Tatsache anders deuten. Schwer verständlich bliebe aber dann die Seltenheit negativen Charakters in den zentralen Schnitten und die zweifellose größere Helligkeit der oben als Feldspat und Quarz gedeuteten Strahlen. Immerhin wird die Möglichkeit einer andern Deutung im Auge behalten werden müssen.

Die Abgrenzung der Mikrofelsitsphärolithe nach dem Gesteinsglase hin liefert bald eine sehr regelmäßige Kugeloberfläche, bald fasern sich dieselben nach dem Gesteinsglase hin unregelmäßig aus und die Grenze wird dann weniger scharf. Dabei zeigen die Mikrofelsitstrahlen allenthalben die den trichitischen Gebilden eigene Biegung, Zerteilung in zwei, drei und mehr neue Fasern bis zu förmlicher pinselartiger Zerfaserung. Die unregelmäßige Fortsetzung solcher Sphärolithe führt zur Entwicklung bisweilen schon mit bloßem Auge erkennbarer pseudopodienähnlicher Fortsätze, die dann meistens von einer wasserhellen Glasschale umgeben sind, welche ganz in gespannte, optisch negative Glaskugeln zwischen gekreuzten Nicols zerfällt. Auf diese folgt dann

wohl auch eine neue Hülle von positivem bräunlichem Mikrofelsit, dessen Fasern in die Verlängerung derjenigen des Kerns fallen. Auch rundliche Glaskugeln von ebenfalls negativer Spannungsdoppelbrechung sind nicht selten mitten in dem Mikrofelsitsphärokristall oder dessen Pseudopodien eingehüllt. Solche Ausbildungen beschrieb wohl zuerst Vogelsang an einem Liparit von Tolcsva bei Tokaj; sie finden sich in vorzüglich schöner Ausbildung in den Lipariten und Sphärolithfelsen von Kremnicka bei Kremnitz. Hier sind den Mikrofelsitstrahlen ebenfalls Feldspatstrahlen beigemischt. — Vorzügliche Beispiele für die Felsosphärite und die Entglasungserscheinungen überhaupt müssen nach den Schilderungen von Park und Rutley auch die Liparite des Hauraki-Goldfeldes liefern, von denen auch interessante Mitteilungen über sekundäre Anschmelzung gemacht werden, durch welche die Feldspateinsprenglinge dieser Gesteine unter Erhaltung ihrer Form isotrop wurden. — Ebenso sind nach Sigmund die Liparite vom Schaufelgraben bei Gleichenberg in SO.-Steiermark durchaus sphärolithisch entwickelt.

Im allgemeinen pflegt die Anordnung der Mikrofelsitstrahlen um einen Punkt als Zentrum recht regelmäßig zu sein. Wo Einsprenglinge von Quarz oder Sanidin liegen, dienen diese gern als Ansatzpunkte, Biotit* dagegen oder Hornblende oder Augit kaum je. In andern Gesteinen ist die zentrische Anordnung unregelmäßiger, ja, die Strahlen können um eine gerade oder gewundene Linie als Ansatzstelle geordnet sein, so daß die Sphärolithe elliptische bis langstriemige Gestalt von oft höchst bizarrer Form annehmen. Die Erscheinung ist, wie leicht einzusehen, die Folge der fließenden Bewegung der Gesteinsmasse während der Ausscheidung des Mikrofelsits. Solche Gebilde wurden von Zirkel (Microscop. Petrography, S. 171 passim) *Axiolithe* benannt. — Wo in den Felsolipariten diese Mikrofelsitsphärokristalle sich eng aneinanderdrängen, da büßen sie ihre rundliche oder elliptische Form ein und werden eckig. So kann im extremen Fall die ganze Grundmasse nur aus kleineren und größeren Sektoren von Sphärolithen bestehen, die sich gegenseitig an freier Formenausbildung hinderten. — Daß die Bildung der Mikrofelsitsphärokristalle mit Kontraktionen verbunden war, erkennt man an der Häufigkeit bald tangential, bald radial, bald unregelmäßig verlaufender Sprünge und Spalten, welche bisweilen (wohl sekundär) mit Quarz ausgefüllt sind. Auch Luftbläschen von allerwinzigsten Dimensionen sind hie und da deutlich erkennbar in lang ausgezogener Form zwischen die Sphärolithstrahlen eingeklemmt und lassen also auf Anwesenheit einer gewissen Menge von Glassubstanz schließen. Recht häufig begegnet man auch fein verteilten erdigen Stäubchen von Eisenerzen (sog. Ferrit) zwischen den Sphärolithfasern in radialer Anordnung; dieselben derivieren oft in erkennbarer Weise von ursprünglich kristallitischen Gebilden. Am geeignetsten zum Studium der bisher besprochenen sphärolithischen Gebilde erwiesen sich die

* Ein einziges Beispiel des Ansatzes von Mikrofelsitstrahlen an Biotit ist mir bekannt geworden in einem ungarischen Liparit mit dem Fundort „Apathy".

Liparite des Hliniker Tals bei Schemnitz, der näheren und weiteren Umgebung von Telkibanya, Göncz, Vörsz, Visz, Bischofsky Hegy und Hollohaza, dann von Tolcsva bei Tokaj und von Bartos Lehotka zwischen Kremnitz und Rudna, sowie manche Euganäen-Liparite.

Auch für das Studium der Feldspat-Sphärolithe liefern die Felsoliparite das beste Material. Man sieht oft die mikrolithischen Feldspatbildungen zweiter Generation, wo sie lang nadelförmig ausgebildet erscheinen, sich terminal gabeln oder pinselförmig ausfasern unter oft kräftiger Verbiegung ihrer Längsachse, welche stets Achse der größten Elastizität ist. Solche trichitisch entwickelte Feldspate sammeln sich gern bündel- und büschelförmig und führen so zu echten und oft auffallend regelmäßig gebauten Sphärokristallen mit negativem Interferenzkreuz hinüber. Eine Schiefe der Interferenzkreuzarme gegen die Nikolhauptschnitte ist bei recht regelmäßigem Bau infolge ihres sauren Charakters nur selten mit Sicherheit zu konstatieren. Doch ist die Präzision des Interferenzkreuzes oft geringer, es treten recht schief auslöschende Fasern unregelmäßig auf, aber ebenfalls mit negativer Längsachse. Die fasrige Struktur ist deutlich, die Lichtdurchlässigkeit größer als bei den Mikrofelsitsphärolithen und eine bräunliche Färbung ist nicht vorhanden. In anderen Fällen erscheinen solche Sphärolithe trübe, ohne daß in sicherer Weise ein eigentliches trübendes Pigment nachweisbar wäre.* Der auch hier unverkennbar negative Charakter und die etwas höhere Doppelbrechung gegenüber den Mikrofelsitsphärokristallen legt es nahe, auch diese Gebilde den Feldspat-Sphärokristallen zuzurechnen. Dieselben sind in den ungarischen Lipariten der Schemnitzer Gegend öfters vorhanden und sinken nur selten zu sehr mikroskopischen Dimensionen herab. Sie bauen fast ausschließlich einen hellgrünen, felsitfelsähnlichen Obsidian (wohl Alkali-Trachyt-Obsidian) auf, welcher gangförmig im Tuff in der Stadt Ponza auf der gleichnamigen Insel aufsetzt.** Die Feldspat-Sphärolithe finden sich in

* Iddings führt das in Obsidian Cliff-Gesteinen auf granophyrische Verwachsung mit Quarz zurück, wobei es allerdings nicht recht verständlich ist, daß dieser Quarz den optischen Effekt nicht ändern sollte, wie er angibt.

** Wie die Literatur-Übersicht zu Häupten dieses Abschnittes zeigt, sind mir die mancherlei Widersprüche gegen die hier gegebene Darstellung nicht unbekannt geblieben. Ich habe in der ganzen, mir zugänglichen Literatur nichts gefunden, was eine der hier und zuerst im Jahre 1876 von mir über die sphärolithischen Bildungen in sauren Gesteinen (Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 369) mitgeteilten Tatsachen könnte bezweifeln lassen. Ebensowenig habe ich Erklärungen für dieselben gefunden, welche ich der von mir gegebenen vorziehen möchte. Die Einwürfe, welche ich gegen alle andern Erklärungen erheben muß, entnehme ich dem chemischen Bestande, der Dichte und dem physikalischen Verhalten dieser Gebilde. Ohne mich auf eine nutzlose Polemik einzulassen, teile ich hier die Auffassungen von Iddings und Michel-Lévy mit.

Der erste hält gewisse Sphärolithe, deren Strahlen teils positiv, teils negativ sind, in den Obsidian Cliff-Lipariten für Orthoklas (Natronorthoklas), mit einer nach der Vertikalachse stark prismatischen Ausbildung und mit normalsymmetrischer Lage der Ebene der optischen Achsen; solche, deren Strahlen sämtlich positiv sind, hätten dieselbe Ausbildung, aber symmetrische Lage der Ebene der optischen Achsen. Die

derselben Ausbildung und in derselben Verbreitung auch in den mikrofelsitischen Quarzporphyren.

Die schon in den Granophyren recht häufigen, deutlich aus Quarz- und Feldspatstrahlen gemengten Pseudosphärolithe sind hauptsächlich in den Felsophyren zu Hause und finden sich, ebenso wie die granophyrischen Grundmassen, nur selten bei den Felsolipariten. Zu den Pseudosphärolithen scheinen auch die in ihren Beziehungen zu Lithophysen von Iddings studierten sphärischen Gebilde zu gehören, welche in dem Liparitobsidian und zumal in den felsoliparitischen Ausbildungsformen desselben im National Park an der Obsidian Cliff auftreten. Ihre Dimensionen schwanken zwischen dem mikroskopischen und mehreren Zoll Durchmesser. Sie bestehen aus Fasersektoren, die nicht parallel der Faserachse auslöschen, sondern mehrere dunkle Streifen in verschiedener Neigung gegen die Hauptschnitte der gekreuzten Nicols liefern. Nur in den kleinen Sphärolithen nähert sich diese Interferenzerscheinung einem normalen Kreuze. Er beobachtete strukturelle Übergänge zu anscheinend granophyrischen Verwachsungen

erste Art hat bisweilen eine äußere Schale, deren Strahlen stark prismatisch entwickelt wären nach der Kante P/M und daher sämtlich negativ. Dieselben zeigen oft Zwillingsbildung nach dem Mahnebacher Gesetz. In größeren, lockeren Sphärolithen fand er von innen nach außen: 1. optisch positive Sphärolithsektoren aus Orthoklas prismatisch nach ċ und mit symmetrischer Achsenlage, 2. eine schmale wolkige Zone mit gleichem Charakter und gleicher Ausbildung mit schwacher Doppelbrechung. Darauf 3. lockere Bildung derselben Beschaffenheit, durchwachsen mit Tridymitaggregaten. 4. Dickere Feldspatfasern, sämtlich optisch negativ mit stärkerer Doppelbrechung und Mahnebacher Zwillingsbildung aus Orthoklas, der nach à gestreckt ist, durchwachsen mit Tridymit. 5. Zersplitterung dieser Schale zur äußeren Hülle mit teils positiven, teils negativen Fasern aus Feldspat, der nach ċ gestreckt ist und normalsymmetrische Achsenlage hat.

Von der Richtigkeit der mitgeteilten Tatsachen konnte ich mich an einer Suite dieses herrlichen Vorkommens überzeugen, die ich der Güte des Herrn Iddings verdanke. Seiner Erklärung kann ich mich nicht anschließen. Die Obsidian Cliff-Gesteine lassen besonders gut erkennen, daß in den von mir zum Mikrofelsit gestellten Sphärolithen die Prismenachse vielleicht der mittleren Elastizität entspricht. Es kommen gar nicht so selten Mikrofelsitsphärolithe mit negativem Charakter neben herrschendem positivem vor und die stärkere Doppelbrechung in tangentialem Schnitte ist oft recht deutlich zu erkennen.

Michel-Lévy unterscheidet in den Lipariten von Lusclade im Mont Dore, die nach ihm Ströme bilden, nicht Gänge, wie v. Lasaulx angibt, vier Arten von Sphärolithen: 1. Die ältesten, noch während der Gesteinsbewegung gebildeten und daher ausgezogenen, bräunlich, optisch positiv, mit schwacher Doppelbrechung, $\gamma - \alpha = 0{,}004$. Sie erinnern an den Lussatit Mallard's und gehen nach außen über in 2. hellere, deren Fasern auch optisch positiv, aber dicker sind und ein größeres $\gamma - \alpha$ haben. 3. Grobfasrige Sphärolithe in hochkristallinen Ausbildungsformen der Liparite mit negativem Charakter und $\gamma - \alpha = 0{,}007$: 4. in Zwischenräumen der Sphärolithe 3. liegt eine an körnigem Quarz reiche Grundmasse mit optisch negativen Sphärolithen, die sehr feinfasrig und stärker doppelbrechend sind. Sie erinnern an „agate arborisée". Im Résumé werden 1. und 2. dem Quartzin, 3. dem Feldspat, 4. dem Chalcedon zugeteilt.

Auch auf die beachtenswerten Mitteilungen von T. G. Bonney und J. Parkinson, On primary and secondary devitrification in glassy igneous rocks. Q. J. G. S. 1903. LIX. 429 möchte ich hier aufmerksam machen.

von saurem Feldspat mit Quarz, welche ebenso wie die Sphärolithe kristallinische Gebilde umschließen. Daraufhin, sowie auf Grund der chemischen Übereinstimmung der Sphärolithe mit dem Obsidianglas hält er erstere für mechanische Gemenge von saurem Feldspat und Quarz mit etwas Magnetittrichiten und Augitmikrolithen. Die großen Sphärolithe von erdiger Textur bestehen mikroskopisch aus gegliederten Feldspatfasern, zwischen denen Tridymitschüppchen, Magnetitkörnchen und Mikrolithe, sowie zahllose Gasblasen eingestreut sind. Der Tridymit aggregiert sich häufig zu Häutchen mit eingeschlossenen Feldspatfasern, welche poröse Zwischenräume zwischen sich lassen. Die Zentren der größeren Sphärolithe haben oft die Struktur der kleineren Sphärolithe, ja, die Fasern dieser scheinen sich in die Fasern jener fortzusetzen; doch wäre bei den zentralen Teilen dann Quarz, bei den peripherischen Tridymit zwischen die Feldspatfasern eingeklemmt. In den porösen Teilen der großen Sphärolithe findet sich dann auch gelegentlich Turmalin, grüner Biotit und gelber Fayalit. In denselben liegt also die auffallende Kombination von saurem Feldspat mit Tridymit und Fayalit vor. — Die großen Sphärolithe enthalten sehr oft, bald randlich, öfter angenähert zentral große Hohlräume, in welche hinein die Sphärolithfasern ragen, ein Verhältnis, welches auch in den Axiolithen und Sphärolithen der ungarischen Felsoliparite nicht eben selten vorkommt. Auch die obenerwähnten Schrumpfungsphänomene beobachtete Iddings besonders gern in den zentralen Teilen der großen Pseudosphärolithe und in angenähert konzentrischen Bögen. Dadurch gliedert sich der Pseudosphärolith in Schalen, bei denen die innere Oberfläche der nächst äußeren auf die äußere Oberfläche der nächst inneren passen würde, so daß ihr ursprünglicher Kontakt unzweifelhaft scheint. Wo das Gestein zugleich Lagenstruktur besitzt, setzen dann z. B. die mikrolithisch kristallinen Lagen ohne Ablenkung durch die konzentrischen Schalen der großen Pseudosphärolithe hindurch. In andern Gesteinsvarietäten sind die Hohlräume der Pseudosphärolithe auf konzentrische Kugeloberflächen geordnet und werden von dünnen Häuten getrennt. Die großen hohlen Pseudosphärolithe sind sehr häufig halbkugelförmig; werden diese nun durchschlagen, so geben die konzentrisch geordneten Sphärolithschalen und Hohlräume mit ihren trennenden Wänden das zierliche Phänomen der Lithophysen. — Nun bestehen aber die Lithophysen-Blätter in dem von Iddings untersuchten Vorkommen, sowie in manchen andern (Tenne studierte dieselben am Cerro de las Navajas, in denen schon G. Rose den Olivin entdeckt hatte, Cross an den oben erwähnten Lokalitäten) aus Feldspat (derselbe ist an der Obsidian Cliff ein asymmetrischer Natron-Orthoklas, also wohl Anorthoklas), prismatischem Quarz, Tridymit und Fayalit, dem sich gelegentlich Granat und Topas zugesellen; auch in andern, so in ungarischen Gesteinen, bauen sie sich aus Feldspat, Quarz und Tridymit in reifähnlichen lockeren Aggregaten auf. Die Lithophysen sind demnach strukturell nicht direkt mit den

Pseudosphärolithen identisch. Zu der Erklärung dieser Verhältnisse hat zuerst Szabó (Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt 1866, XVI. 89), und nach ihm Justus Roth (Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine, Berlin 1869, 168) und andere sekundäre chemische Veränderungen herangezogen. Cross dagegen nahm Sublimationsprozesse oder Kristallisation aus heißen Lösungen an, die mit der Gesteinsverfestigung gleichzeitig wären oder ihr doch bald folgten. In ähnlicher Weise, aber direkt aus dem Gesteinsbildungsprozeß heraus erklärt Iddings die Bildung dieser Lithophysen in folgender ansprechender Weise. In dem noch plastischen Gesteinsglase schossen Feldspatfaserbündel in einer Glaskugel an. Dadurch wurde die Glaskugel alkali- und tonerdeärmer, und relativ kieselsäure- und wasserreicher. Konnte das Wasser nicht mehr gebunden zurückgehalten werden, so wurde es in zahlreichen kleineren oder einzelnen größeren Dampfbläschen frei und wirkte nun als agent minéralisateur auf die ursprüngliche Glaskugel, aus welcher die oben genannten Mineralsubstanzen nach Analogie der bekannten Daubrée'schen Versuche auskristallisierten. Die durch den Wasserverlust bedingte Volumabnahme des Glases führte zur Bildung der Sprünge, auf denen Quarz, Tridymit und Fayalit sich ansetzten. Daß dieser Prozeß vor der endgültigen Verfestigung des Gesteins sich abspielte, geht daraus hervor, daß hie und da glasige Gesteinsbasis in die Lithophysenkammern noch eindringen konnte.

Bei Alftavik, südl. von Husavik in Island, kommt Liparit mit obsidianähnlichen Pechsteinmodifikationen und tuffartigen Massen vergesellschaftet vor, in denen nach C. W. Schmidt eigentümliche sphärolithartige Gebilde auftreten. Dieselben haben 2—3 cm Durchmesser und tragen einige erhabene Rippen. Das Zentrum besteht aus einem unregelmäßig geformten Quarzkern; um ihn herum liegt die eigentliche Sphärolithmasse. Dieselbe besteht zum großen Teil aus feinfasrigen, schwach doppelbrechenden »felsosphäritischen Büscheln, zwischen welchen nur spärlich ein feinkörniger Mikrofelsit zu bemerken ist. Zahllose schwärzliche Körnchen und trichitische Strichelchen sind in der Masse interponiert und zeigen eine parallele, aber senkrecht zum Faserverlauf stehende Anordnung. Die direkte Grenze gegen den Quarz wird von einer klaren, vollständig isotropen Zone gebildet, die einem echten Glase angehören muß. Kleine rundliche Kügelchen und traubige Gebilde dieser Substanz springen in das Innere des Quarzkerns vor.« Die Kieselsäure des Quarzkerns ist an der Peripherie »zu stark lichtbrechenden, eisblumenähnlichen Figuren zusammengeschossen; darauf folgen mehr breitbüschelige, pfauenfederartige Aggregationen und erst das Innere wird von einer teils äußerst fein-, teils sehr grobkörnigen, echt kristallinen Quarzmasse ausgefüllt.« *

* Ob hiermit eine von Cole und Butler beschriebene sphärolithische Bildung in dem Obsidian der Rocche Rosse auf Lipari verwandt sei, vermag ich nicht zu erkennen. Sie fanden von freien Sprüngen aus, durch welche das Obsidianglas in Stückchen getrennt wird, die dem Gestein ein breccienartiges Aussehen geben,

Eine andere Form sphärischer Gebilde von weiter Verbreitung in den Felsolipariten und Felsophyren entsteht dadurch, daß um die Quarzeinsprenglinge ein in verschiedenen Gesteinen verschieden, in demselben Gesteine dagegen allenthalben ziemlich gleich breiter, etwas trüber Mantel vorhanden ist (quartz auréolé der französischen Petrographen), welcher zugleich mit dem Quarzkristall hell und dunkel wird. Diese Höfe bestehen nach Untersuchungen von Williams wesentlich aus Quarz, dem in geringer Menge, die Trübung bedingend, Feldspat oder vielleicht Mikrofelsit beigemengt ist. Man kann den Feldspat dieser Höfe mit Flußsäure wegätzen und sie dadurch klarer machen. Die Beimengungen von Feldspat (oder Mikrofelsit?) sind im allgemeinen radial geordnet und bedingen dadurch eine sphärolithartige Struktur in der Quarzaureole, welche sogar, wohl bei reichlicherem Gehalt an Feldspat bis zur Hervorbringung von schwachen und undeutlichen Interferenzkreuzen sich steigern kann. Diese Gebilde treten anscheinend auch selbständig in der Grundmasse auf und löschen dann natürlich, wie ein Quarzkristall bei einer Drehung zwischen gekreuzten Nicols, viermal das Licht aus. Es sind die sphérolithes pétrosiliceux à quartz globulaire Michel-Lévy's. Wo die Quarzeinsprenglinge so dicht aneinander liegen, daß sich ihre Aureolen berühren, ist natürlich diejenige eines jeden Quarzkristalls durch diesen optisch orientiert. Hat dann der Schnitt die Quarzkristalle nicht mitgetroffen, so hat man die Erscheinung einer rundlichen Quarzmasse (quartz globulaire), die nach mehreren Sektoren verschieden auslöscht.

Die schon für das bloße Auge erkennbaren, oft über Faustgröße erreichenden Kugeln der Pyromeride und Kugelporphyre sind verhältnismäßig selten einem der einfachen, hier besprochenen Typen zuzuweisen, so bei einigen Vorkommnissen der Gegend von Fréjus, der Insel Arran und besonders auch der Umgebung von Friedrichroda in Thüringen. Die letzteren beschrieb E. Weiss, welcher die wesentliche Identität dieser Kugeln und der Sphärolithe richtig erkannte, auch den Aufbau mancher derselben aus Quarz und Feldspat, sowie die mechanische Einhüllung älterer Quarz- und Feldspateinsprenglinge in dem wachsenden Sphärolith richtig darstellte. Er weist darauf hin, daß man massive

sphärolithische Fasern in das Glas hineingewachsen, so daß axiolithähnliche Gebilde entstehen, die aus einem zentralen Glaskern mit einer Hülle von Sphärolithfasern bestehen. Johnston Lavis hält die Fasern für älter und meint, sie seien durch die Sprünge erst gerissen. Sollten vielleicht diese Dinge den sekundären, arabeskenähnlichen Gebilden an den Sprüngen der Pechsteine entsprechen? — Eine unverkennbare Ähnlichkeit mit dem isländischen Vorkommnis haben sphärolithische Quarzporphyre mit milchweißer, dunkelgrauer bis brauner Farbe (Quarzkeratophyre?), welche Twelvetrees und Petterd in losen Blöcken von mehreren Punkten der Westküste von Tasmanien beschrieben. Die etwa 5 mm großen Sphärolithe, über deren optischen Charakter nichts mitgeteilt wird, die aber nach der Beschreibung und den Abbildungen durchaus homogen und also entweder Felsosphärite oder Feldspat-Sphärolithe sind, enthalten im Zentrum bisweilen ein oder zwei Quarzkörner oder auch ein feinkörniges Quarz-Feldspataggregat, welches gern auswittert, so daß der Sphärolith hohl wird.

und hohle Sphärolithe unterscheiden könne, was auch DELESSE in seinem bekannten Werke über die kugligen Gebilde der Gesteine bereits getan hatte, und erklärt die hohlen Sphärolithe dadurch, daß sie um eine Gasblase angeschossen seien, wie andere sich an einen Kristall ansetzen. Das häufige Auftreten solcher hohler Sphärolithe von geringen Dimensionen kann dem Gestein eine anscheinend mandelsteinartige Struktur verleihen, wobei jedoch die scheinbaren Mandeln in Wirklichkeit sehr dünnwandige hohle Sphärolithe sind. Auch die Verwandtschaft dieser hohlen Sphärolithe mit Lithophysen (gekammerten Sphärolithen) entging ihm nicht.

Als Typen der komplexen kugligen Gebilde in Quarzporphyren können die bekannten Vorkommnisse vom Rauhfels im Tiefenbacher Tal bei Wuenheim im Oberelsaß und der korsikanische Kugelporphyr dienen. Bei beiden Gesteinen bestehen die erbsen- bis faustgroßen Kugeln schon für das bloße Auge oder die Lupe aus radial geordneten, sphärolithischen Gebilden von meistens eiförmiger Gestalt (Axiolithe ZIRKEL's), deren lange Achse im Radius der großen Kugel liegt, und wechselnden Mengen eines Kittes. Sowohl die sphärischen Gebilde (Felsosphärite, Granosphärite, Pseudosphärolithe), wie der Kitt (kryptokristalline Aggregate, Mikrofelsit, Quarz usw.) zeigen eine solche Mannigfaltigkeit der Ausbildung, daß von einer Beschreibung derselben abgesehen werden muß. Die Erscheinungen komplizieren sich hier oft noch durch eine ausgesprochen perlitische Absonderung, die aus einem ursprünglich vitrophyrischen Zustande übernommen und erhalten wurde, und durch Neubildungen auf den perlitischen Sprüngen, die bald Quarz, bald Chalcedon, bald ein sehr feinblättriger heller Glimmer (Sericit) sind. Bei dem Wuenheimer Gestein gesellen sich überdies anscheinend dynamometamorphe Phänomene hinzu, die auch in einer reichlichen Sericitbildung innerhalb der Grundmasse ihren Ausdruck finden. — Ob der verhältnismäßig lockere Verband dieser Kugeln mit der Gesteinsmasse, der besonders bei den umfangreicheren Kugeln ein leichtes Herausfallen bedingt, vielleicht ein Schrumpfungsphänomen oder erst die Folge von Verwitterungsprozessen sei, ist schwer zu entscheiden. Die dunklen, aus Metalloxyden (Limonit, Magnetit, Eisenglanz, Pyrolusit) bestehenden Häute solcher losen Kugeln möchte ich für sekundär halten.

Von den bisher besprochenen, stets erkennbar radial aufgebauten Sphärolithgebilden gänzlich verschieden sind farblose, jeder Faserung entbehrende kuglige Gebilde, die man als solche erst zwischen gekreuzten Nicols erkennt. Ihr Interferenzkreuz liegt stets genau parallel zu den Nicolhauptschnitten und hat durchweg negativen Charakter. Da eine zweifellose Glasbasis, besonders da, wo sie mit Mikrofelsitsubstanz irgendwie durchwoben ist, öfters vollständig in solche Kügelchen zerfällt, so wird man dieselben wohl für gespannte Glaskugeln ansehen dürfen. Eine Beziehung zu perlitischer Absonderung ist wohl hie und da, aber keineswegs immer, ja nicht einmal sehr häufig festzustellen. Die Deutung als Opal oder Hyalit, welche man wohl vor-

geschlagen hat, ist aus chemischen Gründen ausgeschlossen. Die hier gebotene Deutung enthält eine Begründung dadurch, daß die zweifellosen Perlitkugeln z. B. der Gesteine von Telkibanya, nicht nur als Kugeln, sondern auch im Dünnschliff durchweg doppelbrechend sind mit negativem Charakter. Das Interferenzkreuz dieser Glaskugeln öffnet sich in manchen Präparaten bei Drehung zwischen gekreuzten Nicols zu Hyperbeln mit geringer Entfernung ihrer Pole, und zwar ist die Hyperbelachse in allen Kügelchen gleich gerichtet (Telkibanya, S. der alten Massamühlen, ONO. Göncz). Das weist auf ungleichmäßige Kontraktion hin.

Auch die allverbreiteten fluidalen Strukturformen sind in den Felsolipariten bei weitem besser zu studieren, als in den Felsophyren, wo sie infolge sekundärer Vorgänge oft nur wie durch einen Schleier hindurch zu erkennen sind. Hier sind ebensowohl der Mikrofelsit, wie das Gesteinsglas in der Regel in allotriomorphkörnige Feldspat-Quarz-Aggregate zerfallen. Nur selten ist bei den Gesteinen mit vollkommen mikrofelsitischer Grundmasse eine fluidale Anordnung der Schüppchen und Fäserchen ausgeprägt. Fast immer ist eine ausgeprägte Fluidalstruktur an das Zusammenauftreten von Mikrofelsit mit Glasbasis und primären mehr oder weniger mikrokristallinen Aggregaten gebunden. Diese alternieren meistens in sehr feinen parallelen Lagen, welche sich schon dem bloßen Auge als ein höchst zierlicher bandförmiger Farbenwechsel im Handstück verraten. Diese Lagen entsprechen offenbar verschiedenen physikalischen Zuständen im Momente der Gesteinsverfestigung, welche in der einen Lage glasige Erstarrung mit kurz vorhergehender mikrolithischer Ausscheidung, in der andern Lage mikrofelsitisch-sphärolithische Kristallisation oder aber deutliche Differenzierung in Feldspat und Quarz oder Feldspat und Tridymit bedingten. Iddings machte in seinem Aufsatz über die Lithophysen und die Lagenstruktur (Lamination) saurer Laven darauf aufmerksam, daß jede irgendwie gestaltete schlierige Verschiedenheit im erumpierenden Magma durch die Flußbewegung zu einer Lamination parallel der Unterlage führen muß, und zwar um so vollkommener, je weiter weg vom Eruptionspunkt. Das mannigfach wechselnde Detail dieser ihrem Wesen nach fluidalen Lagenstruktur entsteht dadurch, daß die Mikrofelsitlagen bald sphärolithisch, bald verworren schuppig-fasrig, bald reich an kristallitischen Gebilden, bald mehr oder weniger frei von denselben, bald durch feinverteiltes Erz getrübt oder nicht getrübt, durch Luftporen aufgelockert oder kompakt sind.

Die Verschiedenheiten der Glaslagen lassen sich fast stets auf größeren oder geringeren Reichtum an Mikrolithen und Kristalliten, sowie an Luftbläschen, seltener auf fluidale Verteilung von Pigmenten zurückführen.

Die holokristallinen Lagen variieren insofern, als dieselben bald in regellosem Aggregat aus Quarz und Feldspat, selten aus größeren Feldspatkörnern, die mit unregelmäßig eingelagerten rundlichen Körnchen

von Quarz poikilitisch durchwachsen sind, bestehen. Die letzteren pflegen dann in einem und demselben Feldspatkorn parallel orientiert zu sein und liefern somit ein Analogon zu den granophyrischen Gebilden der Quarzporphyre. Außer der als Quarz gedeuteten Substanz sind solchen allotriomorphen Feldspatkörnern auch Biotitblättchen zweiter Generation, als Augit zu deutende Mikrolithe und Erzpartikelchen eingelagert (Göncz). Letztere Ausbildungsform tritt besonders gern in Lagenwechsel mit Glas auf, welches reich an Feldspatmikrolithen ist. In wieder andern Fällen bestehen die holokristallinen Lagen aus Tridymithäufchen und Feldspatkriställchen.

Wenn nun die genannten Bestandteile der Grundmasse nicht in parallelen Lagen alternieren, sondern unter wechselnden Winkeln und mit oft raschen Biegungen und Knickungen durcheinander geknetet und gepreßt sind, so entstehen die durchflochtenen Strukturen.

Die in obiger Darstellung geschilderten Verhältnisse sind ganz wesentlich den ungarischen Felsolipariten entnommen. Sie kehren in durchaus analoger Weise, wenn auch nicht so mannigfacher Ausbildung, bei den verwandten Gesteinen der Euganäen (Monte Sieve, Monte della Montecchia, Monte Bello, Battaglia, Monte Menone) und bei den schönen, von Diller (Q. J. G. S. 1883. XXXIX. No. 156) in Kleinasien geologisch untersuchten Vorkommnissen (Westseite des Kyalarderessi, $^1/_2$ km SO. von Hussanfaki an der Südküste der Troas, am Kozlou-dagh bei Lamponaea in der Troas, Salmosac bei Aivali im Gebiet von Smyrna) wieder. — Die große Ähnlichkeit der Liparite von Aden, welche Vélain und J. Roth beschrieben, mit den ungarischen Gesteinen hebt bereits Vélain hervor, in dessen Darstellungen der Chalcedon und Opal der Liparitgrundmassen vielleicht manchem entsprechen dürfte, was hier als Mikrofelsit und Gesteinsglas gedeutet wurde. — Ebenso sind zahlreiche Analogien in den Beschreibungen der andern oben zitierten Autoren sicher erkennbar. So schildert Hussak allotriomorph-körnige und sphärolithische Grundmassen an den Lipariten des Schaufelgrabens bei Gleichenberg in Steiermark, aus sphärolithischem Mikrofelsit und perlitischem Glase gemengte an denjenigen des Rhodope-Gebirges; v. John schildert hypokristallin-porphyrische Liparite mit einer an Feldspatleistchen und Quarzkörnern reichen Grundmasse vom Karaghan-Gebirge in Persien, Mügge solche mit sphärolithischer und fast holokristalliner Grundmasse aus Feldspatleisten und Quarz aus dem Kilimandjaro-Gebiet, Kolenko solche mit sphärolithischer und holokristalliner Grundmasse von der Banks Halbinsel in Neuseeland, Stelzner ebensolche aus der argentinischen Provinz Catamarca, Rosiwal mikrofelsitische aus SO.-Afrika und Abessynien. Sehr interessant ist die Darstellung Niedzwiedzki's von den Lipariten des Trachytstocks NW. vom Rujge-Gebirge bei Trn, deren Grundmasse, wie das oben vom Gönczer Pass beschrieben wurde, aus einem mit Feldspatspindeln, wozu sich hier Quarz gesellt, erfülltem Glasteig besteht, und alle jüngeren Untersuchungen, die das Literaturverzeichnis zu Häupten dieses Ab-

schnittes anführt, liefern immer wieder neue Beispiele für die geschilderten Verhältnisse. Von besonderer Wichtigkeit sind die Schilderungen der amerikanischen Petrographen aus den zentralen Territorien der Vereinigten Staaten.

Gegenüber einer später zu besprechenden Gruppe von Erscheinungen ist hervorzuheben, daß erfahrungsgemäß die durch Fluktuation des Magmas bedingten Spannungen und Zerrungen nicht ausreichen, um in den Einsprenglingen etwa randliche oder gar vollständige Kataklase, oder auch nur optische Deformationen (undulöse Auslöschungen) hervorzubringen. Ein weiteres Distinktiv der Fluidalstruktur gegenüber andern (mechanischen) Parallelstrukturen ist die Häufigkeit von Stauungen, Biegungen und Knickungen der Fluidalstreifen, welche in der Zähflüssigkeit eines sauren Eruptivmagmas und in dessen inneren Stauchungen ihre Begründung finden.

Die Fluidalstruktur kombiniert sich nicht selten mit der sphärolithischen derart, daß eine Grundmasse im gewöhnlichen Lichte nur fluidal, zwischen gekreuzten Nicols nur sphärolithisch erscheint, wobei die Fasern der Sphärolithe durch die Fluidalphänomene oft abgelenkt, verschoben und verworfen sind. Das beweist, daß die Ausscheidung der Sphärolithe erst in dem noch zäh viscosen Gesteinsteig stattfand. Dieselbe Beobachtung machte Mügge an dem Felsokeratophyr von Zeche Kupferberg bei Wipperfürth (Westfalen), Lossen am Keratophyr von Pasel an der Lenne, Whitman Cross am Liparit von Silvercliff und Rosita Hills in Colorado, Harker am Porphyr von Caernarvonshire.

Die wichtigsten der Veränderungen, welche in den geschilderten Strukturverhältnissen durch den Zerfall der Mikrofelsitsubstanz in die Erscheinung treten und wodurch also die hochalten Felsophyre fast durchweg, die Felsoliparite nur im unfrischen Zustande charakterisiert sind, treten z. T. schon für das unbewaffnete Auge hervor. Dahin rechne ich das Fehlen des email- und porzellanartigen Habitus bei den Felsophyren. In ähnlicher Weise ist auch die intensiver rote Färbung der Felsophyre gegenüber den Felsolipariten durch die Umwandlung der kristallitischen Gebilde in Eisenoxyd bedingt. Andere Tatsachen werden erst mikroskopisch erkennbar. In manchen Fällen nimmt man schon im gewöhnlichen Lichte und bei schwacher Vergrößerung die rundlichen, sofort an die Felsosphärite der Liparite erinnernden, trüben Gebilde in denselben Dimensionen, in demselben Verbande mit der Gesteinsmasse und mit der gleichen radialen Anordnung ferritischer Pigmente wahr. Liegen sie verhältnismäßig isoliert, so zeigt das Gestein zugleich fast immer die oben beschriebenen Phänomene der fluidalen und durchflochtenen Struktur. Bei hinreichender Vergrößerung aber und zwischen gekreuzten Nicols erkennt man, daß die trüben rundlichen Gebilde mit den Eigentümlichkeiten der Sphärolithe in Wirklichkeit Feldspatkörner sind, die trotz der radialen Anordnung des Pigments ein Individuum darstellen, das allerdings in mannigfacher Weise mit Quarz durchwachsen ist. — Die sphärolithfreien, durch die Ver-

teilung des Pigments fluidale Struktur zeigenden Stellen zerfallen in ein bald deutlich erkennbares, allotriomorph-körniges Gemenge von Quarz und Feldspat, bald in ein kryptomeres Aggregat, dessen Einzelindividuen auch bei stärkster Vergrößerung nicht mehr erkennbar sind. Die Verteilung und Anordnung dieser gröberen und kryptomeren Aggregate steht in keinerlei Beziehung zu den, in gewöhnlichem Lichte deutlich erkennbaren, Stauchungen, Biegungen und Knickungen der Fluidalstruktur. Wo man die gegenseitige Begrenzung von Quarz und Feldspat zu erkennen vermag, ist diese durchaus unregelmäßig und so, wie sie nicht wohl werden könnte bei einer Kristallisation aus Lösung, sondern so, wie sie werden müßte bei molekularer Umlagerung im starren Gestein. — In andern Fällen sind auch die auf ursprüngliche Sphärolithe hinweisenden rundlichen Flecke nicht in ein mit Quarzkörnchen und Stengeln durchwachsenes Feldspatindividuum umgewandelt, sondern in dieselben allotriomorph-körnigen Aggregate, wie der Rest der Gesteinsmasse und, wo diese Aggregate grobkörnig genug geworden sind, sieht man, daß an einem und demselben sekundären Feldspatkorn oft mehrere Sphärolithsektoren, jeder mit seiner Anordnung der limonitischen Pigmente, partizipieren.

In wieder andern Fällen wechseln in solchen Porphyren lagenartig und streifig gröberkörnige und sehr feinkörnige bis kryptokristalline, immer allotriomorphkörnige Feldspat-Quarz-Aggregate in parallelem Wechsel oder in durchflochtener Verwebung ganz ähnlich, wie die mikrofelsitischen und glasigen Lagen im Liparit und man beobachtet, daß damit auch hier oft ein verschiedener Gehalt an ferritischen Gebilden verbunden ist. Ja, man erkennt ganz deutlich die alte Trichitgestalt noch wieder an der Form dieser ferritischen Pigmentmassen.

In solchen Quarzporphyren ist ferner eine eigentümliche Flaserstruktur recht verbreitet, wobei dem eben beschriebenen normalen Gesteinsgewebe gestreckte, linsenförmige Flatschen eines recht grobkörnigen Quarzaggregates derart der Fluidalrichtung entsprechend eingeschaltet sind, daß die Quarzindividuen allseitig von dem Gestein aus zentripetal mit ihren Spitzen konvergieren, wie die Kristalle einer Druse. Diese Linsen werden oft auch ganz flächenartig schmal und äußerst langgestreckt und grenzen sich wohl auch durch einen schmalen Saum von Chalcedon gegen das Gestein ab, während die Anordnung der Quarzindividuen die gleiche bleibt. Die Quarzindividuen verzahnen sich in der Mitte der flachen Linsen kammartig ineinander. Die Erscheinung ist nur erklärlich, wenn man annimmt, daß eine Ausfüllung von langgestreckten Poren und flächenähnlichen Diskontinuitäten des Gesteinskörpers vorliegt, wie sie bei den Lipariten so verbreitet und gern die Träger der Tridymittäfelchen sind.

Endlich lassen manche dieser Quarzporphyre teils in der Anordnung der Gemengteile, teils in zierlichen Arabesken andersartiger Substanzen (z. B. Muscovit) die Spuren und Folgen einer so hervorragend perlitischen Absonderung erkennen, daß sie von manchen Petro-

graphen, zumal Englands, geradezu Perlite genannt worden sind (Wrekin u. a. O. in Wales, Arran usw.).

Alle diese Tatsachen weisen mit zwingender Überredung darauf hin, daß solche Gesteine trotz des holokristallinen Charakters ihrer Grundmasse nicht zu den Mikrograniten gerechnet werden dürfen.

Man geht daher gewiss nicht fehl, wenn man in diesen Quarzporphyren mit allotriomorph-körniger, selten grob-, meistens äußerst feinkörniger Grundmasse sekundär veränderte Felsophyre und Vitrophyre sieht. Für die Richtigkeit dieser Deutung sprechen gewichtig noch zwei weitere Tatsachen: Das Auftreten derselben als randliche Facies an Mikrograniten und Granophyren und das Vorkommen von Mandelsteinstrukturen bei ihnen, während diese den primär holokristallinen Quarzporphyren durchaus fehlen. Ob nun einem derartig sekundär holokristallinen Quarzporphyr ursprünglich ein Felsophyr oder ein Vitrophyr zugrunde lag, ist nicht immer mit Sicherheit zu erkennen. Deutliche Reste von perlitischer Absonderung sprechen für ursprüngliche Vitrophyre.

Die Felsophyre bilden die Hauptmasse der Quarzporphyre; sie treten ebensowohl in Gängen und Kuppen, wie in Decken auf. Von den in weiteren Kreisen bekannten Gesteinen seien die Porphyre aus dem Übergangsgebirge von Seewen und Wegscheid im Dolleren-Tale, diejenigen aus dem Rotliegenden von Gebweiler (Felselen, Lüspelkopf) und des unteren Breuschtales im Elsaß, die Schwarzwälder Porphyre des Münstertales und zum großen Teil die Decken im Rotliegenden des nördlichen Schwarzwaldes zwischen Murg und Kinzig, die von Cohen eingehend bearbeiteten Vorkommnisse des südlichen Odenwaldes zwischen Heidelberg und Weinheim und die von Chelius beschriebenen Kuppen zwischen Klein-Umbstadt und Wiebelsbach-Heubach im nördlichen Odenwald genannt. Aus dem Nahegebiet gehört hierher ein Quarzporphyr vom Leichberge bei Guidesweiler unfern St. Wendel. Reich an sphärolithischen Gebilden sind die Harzer Porphyre aus der Gegend von Herzberg, Scharzfeld und Lauterberg (Großes Luttertal, Lonauer Hammerhütte, Ravenskopf). Sehr verbreitet sind die Felsophyre in dem Carbon und der Dyas Sachsens (Grillenburg, Kohren, Mohorn, Dobritz, Hänichen, Wenkau, Reichersdorf, Augustusburg) und Thüringens (Ehrenberg, Untersberg, Herges, Inselberg, Schmalkalden, Brandleite, Tambach). — Auch unter den carbonischen Quarzporphyren der Gegend von Halle a. S. und in der gewaltigen Decke des südlichen Tirol sind Felsophyre zahlreich entwickelt. — Felsophyre von hohem geologischen Alter (cambrisch) beschrieben englische Petrographen aus dem Fürstentum Wales zum Teil unter dem Namen Rhyolithe. Holst und Szadeczky beschrieben Gesteine von rhyolithischem Habitus von dem Ostufer des Sees Mien bei Karlshamn in Småland, welche sehr reich an Einschlüssen durchbrochener Gesteine sind. Die Beschreibungen erinnern lebhaft an die altpalaeozoischen rhyolites von Wales in England.

Die Kenntnis der französischen Quarzporphyre ist uns besonders durch die Untersuchungen von Michel-Lévy erschlossen. Ausgehend von der Anschauung, daß die Struktur der Gesteine wesentlich eine Funktion ihres geologischen Alters sei, gruppiert er die porphyrischen Gesteine in porphyres anthracifères, porphyres houillers, porphyres permiens und porphyres triasiques. Bei dieser Einteilung ist auf die jederzeit und gewiß mit Recht in Deutschland betonte mineralogische Zusammensetzung wenig Rücksicht genommen, denn in diese Abteilungen werden auch schwarze Porphyre, die unseren Porphyriten im Sinne von G. Rose und Melaphyren entsprechen würden, subsumiert. Was aus den porphyres anthracifères (also einer geologischen Kategorie), deren Alter von Gruner in der Loire als unmmittelbar vorkarbonisch bestimmt wurde, zum Quarzporphyr in unserem Sinne gehört, sind vielleicht gewisse Mikrogranulite und Mikropegmatite, d. h. in unserem Sinne Mikrogranite und Granophyre, soweit sie nicht zu den Granitporphyren gehören. In den Kohleporphyren begegnen wir als Repräsentanten eigentlicher Quarzporphyre teils granophyrischen, teils felsophyrischen Strukturformen, zumal solchen, welche sich durch Reichtum an sphärolithischen Gebilden auszeichnen. Eine entschiedene Herrschaft erreichen die Felsophyre in der Abteilung der permischen Porphyre; es wären wesentlich weißliche Quarzporphyre, die eurites quartzifères genannt werden, und sich durch eine erdige Grundmasse charakterisieren. Unter den älteren Ausscheidungen wird neben Quarz, Orthoklas und Plagioklas auch Cordierit (Pinit) genannt; ihre teils als magma cristallisé, teils als amorphe Paste ausgebildete Grundmasse zeigt Fluidalphänomene. Eine amorphe Basis fehlt nie, auch sphärolithische Gebilde treten auf und Chalcedon erscheint in Schnüren, Adern und sphärischen Aggregaten. Die letzte Gruppe der triadischen Porphyre umfaßt alle diejenigen Quarzporphyre, welche unmittelbar unter dem grès bigarré liegen, sowie die mit ihnen verknüpften Pyromeride und Pechsteine. Sie zeigen alle Erscheinungen der permischen Porphyre in höchster Entwicklung und haben oft eine nicht nur amorphe, sondern echt glasige Grundmasse. Die Beispiele der verschiedenen Typen sind wesentlich dem Dép. du Var und dem Morvan entnommen. — Um verständlich zu machen, was Michel-Lévy unter amorpher und glasiger Grundmasse versteht, muß bemerkt werden, daß er alle nicht deutlich holokristallinen Gesteins-Grundmassen unterscheidet in: 1. pâte entièrement amorphe mit bald fluidaler Struktur, bald perlitischer Absonderung und 2. magma sémicristallin. Dieses hat entweder eine kristallitische Struktur, d. h. es ist wie die pâte entièrement amorphe eine Glasbasis, aber mit reichlichen kristallitischen Ausscheidungen, oder die Struktur des magma sémicristallin ist mikrolithisch und dasselbe ist ein Glas mit zahlreichen Mikrolithen oder endlich die Ausbildung des magma sémicristallin ist sphärolithisch, mit Petrosilex und von Kieselsäure imprägnierten Kügelchen in der pâte amorphe. Unter Petrosilex hat man sich dabei ein kryptokristallines Aggregat zu denken, dessen chemische Zusammen-

setzung auf ein Gemenge von Alkalifeldspat und freiem Quarz hinweist. Die letzte Ausbildungsform des magma sémicristallin würde also im wesentlichen einer aus Mikrofelsit und kryptokristallinen Aggregaten gemengten felsophyrischen Grundmasse entsprechen. — In ihrem schönen Werke Minéralogie micrographique haben Fouqué und Michel-Lévy ein System der Eruptivgesteine auf Grund ihrer mineralogischen Zusammensetzung und Struktur, sowie ihres Alters aufgestellt. In diesem entsprechen die porphyres à quartz globulaire und die porphyres pétrosiliceux im allgemeinen unseren Felsophyren.

Hyaloliparite und Vitrophyre. Die Liparite und Quarzporphyre mit mehr oder weniger reiner Glasgrundmasse kann man als Hyaloliparite und Vitrophyre zusammenfassen und die verschiedenen Formen als Liparitpechsteine, Liparitperlite, Liparitobsidiane und Liparitbimssteine unterscheiden. Soweit die heutigen Erfahrungen reichen, kommt von diesen vier Typen nur der wasserreichste in geologischer Verbindung mit Quarzporphyren und also von höherem Alter im Pechsteinporphyr und Felsitpechstein vor. Ja man hat früher geglaubt, daß der paläovulkanische Felsitpechstein und der neovulkanische Liparitpechstein durch konstante Strukturverhältnisse zu unterscheiden seien, was in Wirklichkeit nicht der Fall ist. Daß auch die paläozoischen Quarzporphyre einen Bimssteintypus annehmen können, ist durch die mit ihnen verknüpften Tuffe erwiesen. Die ursprünglich perlitische Absonderung findet sich bei manchen altpaläozoischen Quarzporphyren aus Wales und den angrenzenden Gebieten, deren Grundmasse heute sekundär kristallin ist. Da aber die perlitische Absonderung auch bei Pechsteinen und Obsidianen sich findet, so läßt sich aus dieser Absonderung kein zwingender Schluß auf den ursprünglichen Zustand der Gesteine ziehen. Allen diesen hyalinen Typen der granitischen Effusivgesteine ist die geringe intratellurische Entwicklung und die kurze Dauer der Kristallisationsvorgänge in der Ergußperiode gemeinsam. Dem entspricht es, daß wir sie dort, wo sie nicht als selbständige Massen auftreten, in der Form von Krusten auf den Strömen und als Salbänder an den Gängen antreffen. Sie sind nicht nur durch Zwischenformen mit Hyalonevaditen und glasreichen Felsolipariten, sondern auch untereinander durch allmähliche Übergänge verknüpft und bisweilen durch lagenartigen Wechsel verbunden. Die Trennung der Liparitgläser von den strukturell identischen Gläsern der übrigen saureren neovulkanischen Ergußgesteine (Trachyte, Phonolithe, Dacite, Andesite) ist nur in einzelnen günstigen Fällen auf dem Wege der mikroskopischen Untersuchung durchzuführen; im allgemeinen kann nur die quantitative chemische Analyse sicheren Aufschluß bieten. Davon überzeugt die Überlegung, daß ein Obsidian mit Einsprenglingen von Biotit, beziehungsweise Hornblende und Augit, und gestreiftem Feldspat ebensowohl ein Dacit sein kann, dessen Eruption vor Ausscheidung des Quarzes stattfand, wie ein Liparit ohne intratellurische Sanidin- und Quarzbildung oder ein Trachyt ohne intratellurische Sanidinbildung

oder endlich ein Andesit. Es ist demnach nicht unmöglich, daß manche der hier zum Liparit gerechneten Gesteine in Wirklichkeit zu einer andern Gesteinsfamilie gehören.

Für die Liparitpechsteine kann man es mineralogisch als charakteristisch bezeichnen, daß unter den Einsprenglingen der Quarz gern fehlt, daß der Augit entschieden häufiger in mikrolithischer Ausbildung vorkommt, als in den eigentlichen Lipariten, und daß die oft grünlich, gelblich oder bräunlich gefärbte Glasbasis gern einen großen Reichtum mikrolithischer und kristallitischer Ausscheidungen enthält. Dagegen pflegen sphärolithische Gebilde im ganzen spärlich vorzukommen. Fluidale Phänomene sind allgemein verbreitet, so lagenartiger Farbenwechsel der Glasbasis, Parallelordnung der mikrolithischen und kristallitischen Ausscheidungen, lagenartiger Wechsel mikrolithenreicher und mikrolithenarmer Gesteinsblätter, selten lagenartiger Wechsel mikrofelsitischer und glasiger Ausbildung.

Zu den normalen Liparitpechsteinen gehören mit Sicherheit die Vorkommnisse aus dem Hliniker Tal bei Schemnitz in Ungarn, aus den Euganäen und aus den südamerikanischen Anden. Die ungarischen Gesteine haben graue bis farblose, selten bräunlichgraue Glasbasis, die oft mit fluidalen Strömen von Feldspat- und Augitmikrolithen erfüllt ist. Meistens aber fehlen die Mikrolithe und an ihre Stelle treten sehr zierliche Trichite und Kristallite mit gebleichten Wachstumshöfen. Einsprenglinge liefert der Magnetit, Biotit, selten Augit, zwillingsgestreifter Feldspat, Sanidin und Quarz. Bimssteinartige Entwicklung der meistens an mikroskopischen Luftbläschen reichen Basis ist nicht selten. Die Bimssteinfäden lassen oft schwache Doppelbrechung, zumal um die langgestreckten Luftbläschen, wahrnehmen, wobei der Fadenrichtung die kleinste Elastizität entspricht.

Recht mannigfaltig sind die Pechsteine der Euganäen ausgebildet. Ein solcher vom Monte di Cattajo enthält in einer gelblichen, rein glasigen Basis neben den Einsprenglingen von Sanidin und Augit langelliptische weißliche Flasern eines kryptokristallinen Aggregates, deren Längsachsen sämtlich parallel geordnet sind. Dieselben graulichweißen kryptokristallinen Flasern finden sich neben solchen eines kurzfasrigen Mikrofelsits in dem gelben Gesteinsglase des Liparitpechsteins vom Monte Mussato di Galzignano, das sich von dem des Monte die Cattajo indessen durch einen bedeutenden Gehalt an globulitischen und margaritischen Entglasungsprodukten und an Mikrolithen unterscheidet. — Die Liparitpechsteine von Tremonte, von dem Monte delle Donne, Monte di Torreggia und andern Lokalitäten enthalten sämtlich neben Einsprenglingen von Sanidin, selten Plagioklas, bald Augit, bald Magnesiaglimmer, große Mengen von farblosen Mikrolithen in der gelben Glasbasis. Um diese Mikrolithe setzen sich senkrecht zu ihrer Längsrichtung in mehrmaliger Wiederholung höchst zierliche Kränze dunkler Globulite in gleichmäßigen Abständen, während gleichzeitig an den Polenden dieser Mikrolithe stachlige Gruppen von kurzen hellen Kri-

stalliten anhaften. Sehr selten erscheint statt der mehrfachen quergeordneten Globulitenkränze eine Längsumsäumung der Mikrolithe durch Globulite. Die Gesteine vom Monte nuovo und Monte Mieda sind bei ganz analoger Ausbildung überdies reich an Dampfporen. Auch erscheinen hier, ganz besonders aber in der mattbräunlichen Glasbasis des Felsitpechsteins vom Monte Bello, neben farblosen Feldspat- noch zahlreiche hellgrüne Augitmikrolithe.

Sehr arm an Einsprenglingen, die teils dem Sanidin, teils dem Plagioklas, vereinzelt dem Granat angehören, ist ein Liparitpechstein von Oyacachi am Flusse Napo zwischen den Vulkanen Antisana und Cayambé in den Anden, welchen wir durch Wolf und vom Rath kennen lernten. Die Grundmasse des Gesteins besteht aus einem innigen Gemenge teils kurzer, sich rasch auskeilender Bänder, teils eckiger Fetzen eines farblosen und eines hell graubraunen Glases. Das erste enthält gewundene Reihen von farblosen doppelbrechenden, sowie von dunklen isotropen Körnchen und spärlichen Feldspatmikrolithen; das bräunliche Glas dagegen ist kaum merklich durch Globulite gekörnelt, geht dagegen an einzelnen Stellen in ein kryptokristallines Aggregat über. Darin liegen ziemlich häufig positive Mikrofelsitsphärolithe. Auch kleine Brocken andesitischer Felsarten finden sich gar nicht selten eingebacken in dem interessanten Gesteine. — Nach Möricke enthält der Liparitpechstein von Guanaco in Chile feine, zackige, und schnurartig angeordnete Kristallskelette von gediegenem Gold sowohl in der Glasmasse, wie in den Sphärolithen und den Feldspateinsprenglingen.

Ihrer systematischen Stellung nach zweifelhaft sind die Pechsteine der Auvergne, des Cantal und der Ponza-Inseln, weil sie in Gebieten auftreten, in denen Alkaligesteine herrschen. Der Pechstein von Murat-le-Quaire hat gestreifte Feldspat- und sehr spärliche Biotiteinsprenglinge und nur recht kleine und nicht zahlreiche Feldspatmikrolithe, sowie wegen ihrer winzigen Dimensionen nicht deutbare Kristalle in einer tiefbraunen Glasbasis. Große, optisch positive, grau durchsichtige Sphärolithe erweisen sich oft aus vielen kleinen zusammengesetzt und zeigen daher bei ungenügender Vergrößerung scheinbar die Polarisationsphänomene der Granosphärite. Im Zentrum der großen Sphärolithe fehlt oft die Radialstruktur und damit das Interferenzkreuz. Es liegen dann Cumulitzentren mit sphärolithischen Schalen vor. — Ein grünlichweißer Liparitpechstein aus dem Cantal zeigt lagenförmigen Wechsel mit Bimssteinglas, dessen stark poröse Fäden schwach doppelbrechend sind. Auch hier liegt parallel der Längsrichtung dieser Glasfäden die Achse kleinster Elastizität. Das Gestein ist reich an Feldspat- und Quarzeinsprenglingen und erreicht angenähert nevaditischen Habitus. — Nach den Mitteilungen von v. Lasaulx besitzen die Liparitpechsteine des Mont Dore eine bald grüne, bald braune, sehr poröse Glasbasis voll mikrolithischer Ausscheidungen. Sanidin bildet die Einsprenglinge; sphärolithische Gebilde fehlen.

Die Pechsteine von Ponza wurden von Doelter als durch den Kontakt mit Liparitgängen umgeschmolzene Trachyttuffe aufgefaßt. Sie sind nach Doelter porphyrartig durch Biotit- und Sanidineinsprenglinge und enthalten in einer farblosen, blaßgelben oder blaßgrünlichen Glasbasis Feldspatmikrolithe und schwarze Mikrolithe, »welche den Trichiten gleichkommen«. J. Roth und G. vom Rath fassen diese Pechsteine als strukturell verschiedene Salbänder der roten Felsoliparite auf. Zwischen diesen Salbändern und dem durchsetzten Trachyttuff treten gelegentlich Reibungsbreccien auf.

Möhl beschreibt einen Trachytpechstein vom Bromo bei Passerocang in Ost-Java, der reich ist an Einsprenglingen von Sanidinkristallen und kugeligen Aggregaten von Sanidinkriställchen mit Eisenglanz-Interpositionen, sowie an scheinbaren Sphärolithen, die sich mikroskopisch ebenso als Sanidinkristallaggregate erkennen lassen. Daneben erscheint Augit spärlich. Die Grundmasse ist ein an sich wasserhelles, mit winzigen opaken Körnchen massenhaft erfülltes und reichlich Sanidin-Mikrolithe führendes Glas (? Trachytpechstein).

Auch die berühmten, früher z. T. für paläozoisch gehaltenen, nach den sorgfältigen geologischen Untersuchungen Sir Archibald Geikie's aber als miozänen Alters erkannten Pechsteine von der Hebrideninsel Arran sind ihrer systematischen Stellung nach noch heute zweifelhaft. Manche ihrer Eigenschaften weisen auf die Zugehörigkeit zur Alkaligesteinsreihe hin. Die großen Verschiedenheiten im Mineralbestande erklären sich aus der Herkunft der in allen Sammlungen verbreiteten Vorkommnisse von verschiedenen, wenngleich benachbarten Gesteinsmassen. Bald reich an größeren Einsprenglingen, bald nahezu frei von solchen, in manchen Handstücken mit schönster Glasbasis, in andern fast vollkommen zu einem kryptokristallinen Aggregat entwickelt, hier voll von den zierlichsten Mikrolithen, dort fast ohne eine Spur derselben, bieten sie jeder neuen Untersuchung ein dankbares Material. Soweit ich diese schönen Gesteine kennen lernte, fehlt allen Abarten derselben die perlitische Absonderung.

Am allgemeinsten bekannt scheint der oft beschriebene Typus zu sein, bei welchem in einem im Dünnschliff nahezu farblosen bis mattgrünlichen Glase neben den Einsprenglingen von Sanidin, Plagioklas und Quarz, sowie etwas Magnetit und etwas Hornblende, zierlichste Mikrolithe und Kriställchen eingewachsen sind, die sehr verschieden gedeutet wurden. Sie bilden langnadelförmige, an dem einen Ende scheinbar abgebrochene, nach dem andern Ende sich allmählich verjüngende, auch wohl dichotome Kristalle, an die sich einseitig oder beiderseitig (d. h. im Durchschnitt, also in corpore z. T. rundum) die niedlichsten und vielgestaltigsten Mikrolithe ansetzen, die auch gleichzeitig selbständig in der Glasbasis auftreten und bald einzeln, bald zu dichten Wolken zusammengedrängt dieselbe bei schwachen Vergrößerungen durch und durch gekörnelt und getrübt erscheinen lassen. Bald liegt jeder Mikrolith einzeln, bald ordnen sie sich zu sternförmigen,

kneuelförmigen, farrenkrautartigen Aggregaten; man trifft eine solche Fülle von Formen, daß sie der Beschreibung spottet. Ich verweise für die wichtigsten Abarten derselben auf die oben zitierten Arbeiten von ALLPORT, BONNEY, VOGELSANG und ZIRKEL mit ihren Abbildungen. Eine vollständig sichere Deutung dieser Mikrolithe ist bisher nicht gelungen. Sie sind sicher monoklin, ihre Doppelbrechung ist recht schwach und nahe ihrer Längsachse liegt die kleinste Elastizität. Ihre Auslöschungsschiefe ist gering und steigt nur recht selten auf 35°. Querschnitte waren bald unsicher begrenzt, bald aber auch sechsseitig oder spitz rhombisch. Danach ist die Deutung als Glieder der Amphibolreihe einigermaßen begründet. Um diese Mikrolithe und Mikrolithenschwärme herum beobachtet man meistens eine sehr deutliche Zone der Entfärbung im Glase, welche der Konzentration des Eisengehaltes in denselben zugeschrieben werden muß. — Zusammen mit diesen Gebilden trifft man in dem Glase in manchen Handstücken Feldspatmikrolithe und eine Unzahl winzigster grüner Glimmermikrolithe, deren zierliche Hexagone an den Ecken die schönsten, vielgliedrigen, schneesternähnlichen Wachstumsformen tragen.

Manche Handstücke mit der Bezeichnung Corriegils scheinen bei schwachen Vergrößerungen aus einer homogenen graugrünen, nicht glasigen Grundmasse zu bestehen. Bei starken Vergrößerungen erkennt man erst, daß dieselbe ebenfalls ein farbloses, aber allerdings mit so winzigen Augit(?)-Hornblende(?)-Mikrolithen durchspicktes Glas ist, daß dieselben nicht mehr optisch wirksam scheinen. Solche Ausbildung erinnert an das Verhalten mancher Pantelleritgrundmassen. — Mikrofelsitische Entwicklung der Basis und kryptokristalline Aggregate sind äußerst selten in den Arraner Pechsteinen. Es treten jedoch farblose und braune Sphärolithe in spärlicher Verteilung auf.

Die besprochenen Vorkommnisse von Arran haben im Handstück eine grüne Farbe; eine zweite, fast schwarze Varietät wurde mir durch die Zuvorkommenheit STELZNER's bekannt. Dieselbe stellt meistens eine rein glasige und farblose, selten mikrofelsitische und dann graugelbe Basis dar, in welcher neben einzelnen Sanidin- und Quarzkristallen, sowie sehr vollkommen ausgebildeten größeren Pyroxenen ein überaus dichtes Gewirr gitterartig verwachsener grüner, selten bräunlicher Nadeln liegt, denen in Unmasse schwarze Körner teils angewachsen, teils eingestreut sind. Die Gittersysteme dieser doppelbrechenden Kristallnädelchen, welche zum Augit gehören, sind so aufgebaut, daß sich an eine Hauptnadel, welche hie und da auch die terminalen Flächen der Pyroxene zeigt, seitlich zueinander parallel kleinere Nadeln ansetzen, deren Längsachse zu der der Stammnadel nur höchst selten senkrecht, dagegen meistens unter wechselnden schiefen Winkeln steht. Jede Nebennadel kann dann wieder als Hauptnadel für kleinere sich ansetzende Mikrolithe dienen und so entstehen oft sehr komplizierte Wachstumsformen. — Wo diese Gitter in ganz kleine Nadel- oder vielmehr Stachelsysteme auslaufen, da fehlt den kleinsten Individuen auch jede

bemerkbare Doppelbrechung. — In den größeren Interstitien dieser Gitter häufen sich kleine schwarze Körner, welche auch den Augitmikrolithen anhaften, gern zu cumulitartigen Gebilden. Außerdem treten in solchen Zwischenräumen nicht selten braune Felsosphärite auf. Möglicherweise ist es dieselbe Varietät, welche ALLPORT vom südöstlichen Abhange des Goatfell oberhalb Brodick Castle und der Umgebung von West-Benan beschreibt. Wenigstens enthalten zwei Handstücke mit dem Fundort Goatfell, die ich von verschiedenen Stellen bezog, gleichmäßig Einsprenglinge von Quarz, Sanidin, saurem Oligoklas und Ägirinaugit ($c:a = 31°$) in einer an kurzprismatischen Pyroxenmikrolithen reichen Glasbasis.

Eine dritte Varietät des Arraner Pechsteins besteht aus einer durchaus glasfreien, aber mikrofelsitreichen kryptokristallinen Grundmasse, welche sich im polarisierten Lichte fast ganz in Granosphärite und Felsosphärite auflöst, mit sehr spärlichen Einsprenglingen von Quarz und Sanidin in unregelmäßig gestalteten Körnern.

Zu einem richtigen Verständnis der wechselnden Beschaffenheit der Arraner Pechsteine trägt eine hochinteressante Arbeit JUDD's über gemischte Gänge auf Arran bei. Der Cir Mhor Dyke, welcher sich im Granitit der nördlichen Hälfte von Arran bis nach dem nordwestlichen Sporn des Goatfell verfolgen läßt, besteht aus 4 Fuß breiten Salbändern von Quarzandesit oder olivinfreiem Basalt, der bei hyalopilitischer und intersertaler Struktur auch Mandeln führt, und einem 4 Fuß mächtigen zentralen Teil des oben an erster Stelle beschriebenen Pechsteins, der beiderseits gegen den Basalt hin von je 6 Fuß Quarzfelsit flankiert wird. Das glasige Magma im Basalt häuft sich lokal und zeigt Beziehungen zu den Mandeln, welche JUDD folgendermaßen beschreibt: The glass of this rock appears to be somewhat unstable and the vitreous matter filling the spherical cavities (steam holes) shows every step of change, till it passes into amygdaloids composed of various zeolites, calcite, chalcedony, chlorites etc. Diese Glashäufchen erinnern an den Nigrescit von Hornstein. Der Basalt führt neben Einsprenglingen von Augit auch solche von Enstatit und Amphibolmikrolithe in der Grundmasse. Die Feldspateinsprenglinge des zentralen Vitrophyrs sind nach JUDD Anorthoklas, die Mikrolithe der Grundmasse Amphibol. Sphärolithische Höfe, die radial von den Amphibolmikrolithen durchspickt werden, und die Quarz- und Feldspateinsprenglinge umgeben, sind optisch negativ und werden für Hyalit gehalten unter Anführung auch chemischer Gründe (l. c. p. 549). Der Quarzfelsit ist ein Entglasungsprodukt des Vitrophyrs; JUDD ist geneigt, diese Entglasung für ursprünglich zu halten, wogegen allerdings die periphere Stellung spricht, sowie die Analyse, nach der er weniger CaO, MgO und FeO enthält als jener.

Von der Klippenwand Tormore wird ein gemischter Gang von 12 Fuß Mächtigkeit beschrieben, von denen 10 Fuß auf den Pechstein und seine randlichen Entglasungsprodukte entfallen. An der einen

Seite stößt der saure Gang (das Ganggestein wird hier als andesitisch, im Cir Mhor Dyke als pantelleritisch bezeichnet) direkt an den durchbrochenen Sandstein, auf der andern Seite schiebt sich Augitandesit in etwa 2 Fuß Mächtigkeit dazwischen. — In einem andern Beispiel von Tormore ist die Gangspalte von N. nach S. erfüllt mit 10 Fuß Augitandesit, 15 Fuß Quarzfelsit und 5 Fuß Augitandesit. Der Quarzfelsit und das nördliche Salband von Augitandesit werden schräg von einem schmalen Gange von Pechsteinporphyr durchschnitten. — In einem dritten Gange von Tormore folgen sich in der Gangspalte in derselben Richtung 25 Fuß Augitandesit, 5 Fuß Pechstein mit breit entglasten Salbändern (Dacit Judd) und wieder 15 Fuß Augitandesit. — In einem letzten Beispiel von Tormore folgen sich 3 Fuß Augitandesit mit einer dem Salband parallel langgestreckten, eingeschlossenen Scholle von Quarzfelsit (= Quarzpantellerit), 82 Fuß Quarzfelsit (= Quarzpantellerit) und 2,5 Fuß Augitandesit, welch letzterer seitlich eine Apophyse in den Sandstein sendet. Die zentrale Hauptmasse des Ganges, welche mit dem sogenannten Quarzporphyr von Drumadoon Point identisch ist, wird in schräg gewundenem Verlauf von einem 4 Fuß mächtigen Gang von Augitandesit durchzogen. — Gelegentlich enthalten die sauren Gangteile Mineralien der basischen Gangmassen, die dann stark korrodiert sind, viel häufiger aber ist das Verhältnis umgekehrt, so daß die Gemengteile der sauren Massen sich eingeschlossen in den basischen finden. Dann zeigen die Quarze sofort die Pyroxenmäntel der Quarzbasalte.

Judd nimmt hier nicht Spaltungen einheitlicher Eruptivmagmen, sondern sich folgende Extrusionen verschiedener und getrennter Magmen an, wobei bald das basische, bald das saure zuerst empordrang. Leider fehlt zur Beurteilung der Tatsachen die Beschreibung der Grenzen der Gangteile gegeneinander. In den Profilzeichnungen sind sie scharf angegeben, aber das wird man kaum betonen dürfen, da das auch zwischen Pechstein und Quarzfelsit des Cir Mhor Dyke geschehen ist.

Der zweiten, hier beschriebenen Varietät der Arraner Pechsteine scheint ein solcher von dem berühmten Scuir of Eigg in den Hebriden, den Allport beschreibt, sehr ähnlich zu sein, wenn man von dem großen Reichtum dieses Gesteins an Sanidin absieht, den Allport besonders betont. In der Glasbasis desselben häufen sich kleine braune Prismen und schwarze Körner in gleichmäßiger Verteilung derart an, daß dieselbe fast undurchsichtig wird. Nach Geikie tritt dieser Pechstein in Stromform auf.

Die von demselben Verfasser als sphärolithische Pechsteine und Perlite beschriebenen untersilurischen Ergußgesteine aus der Nähe von Wellington in Shropshire stehen nach seiner eigenen Darstellung und dem Ergebnis der chemischen Untersuchung wohl zum Pechstein nicht in derselben Beziehung wie der Dobritzer Porphyr (S. 824).

Sollas bespricht einen miocänen Pechsteingang im Granit von Barnumore Gap., Co. Donegal, Irland, der in Zusammensetzung und

Struktur dem Arraner Pechstein ähnelt, obschon er basischer ist (64 % SiO_2); der farbige Gemengteil wird jedoch als Hedenbergit bezeichnet. Die chemische Analyse des Gesteins hat nicht den Charakter einer liparitischen Mischung.

Osann fand Pechsteine in den Eagle Mts. in Texas, welche an die von Arran erinnern.

Die Felsitpechsteine und Pechsteinporphyre stimmen in allen wesentlichen Eigenschaften mit den neovulkanischen Vorkommnissen überein. Die Repräsentanten dieses Typus der Quarzporphyre sind nicht eben zahlreich; man kennt sie gang- und deckenförmig aus der dyadischen Quarzporphyrformation Sachsens, des südöstlichen Tirols, des Kantons Lugano und des Dep. du Var in Frankreich. Gegenüber den Mikrograniten und Granophyren ist für den Mineralbestand das gelegentliche Vorkommen des Olivins (Auer und Castelrutt im Botzener Porphyr), die entschiedene Herrschaft und ganz allgemeine Verbreitung eines lebhaft grün gefärbten Pyroxens unter den farbigen Einsprenglingen, das häufige Auftreten eines rhombischen Pyroxens (Auer an der Etsch, Queckhain in Sachsen), der Sanidinhabitus des Feldspates und der oft auffallend basische Charakter der Plagioklaseinsprenglinge hervorzuheben. Biotit und brauner Amphibol sind weit spärlicher unter den Einsprenglingen vertreten als die Pyroxene.

Die bekannten Pechsteine aus der Umgebung von Meißen bestehen, von den Einsprenglingen abgesehen, aus einem farblosen Glase, in welchem in verhältnismäßig spärlicher Menge kleine schwarze Körnchen, bald einzeln, bald reihenförmig zu Margariten geordnet, ferner Longulite und Trichite liegen; sehr selten sind kurznadelförmige hellgrüne Mikrolithe von Augit (?) und rhombische Täfelchen von Feldspat, sowie mannigfach sphärolithische Gebilde. Durch perlitische Absonderung erscheint das ganze Gestein in mehr weniger regelmäßige Glaskugeln gesondert, die sich allenthalben berühren.

Als Repräsentanten eines andern Typus der sächsischen Vitrophyre kann man die Vorkommnisse von Planitz und Chemnitz ansehen. Das Charakteristische derselben liegt, abgesehen von dem größeren Reichtum an Einsprenglingen darin, daß die Grundmasse aus einem eigentümlichen Gewebe von farblosem, kristallitenreichem Glase mit einem meistens graubraunen bis braunen Mikrofelsit besteht. Der Reichtum der farblosen Glasbasis an opaken schwarzen oder braunen Globuliten und Cumuliten, oft auch an kurzen Trichiten, denen seitlich gern Cumulite angeschmiegt sind, ist ein so großer, daß sie bei schwachen Vergrößerungen beinahe undurchsichtig erscheint. Dem Mikrofelsit fehlen diese kristallitischen Gebilde vollständig und eben dadurch ist er bräunlich; hingegen ist derselbe oft mit kryptokristallinen Aggregaten, selten mit spärlichen farblosen Mikrolithen (Chemnitz) durchspickt. Die Mikrofelsitpartien, deren Menge gegenüber der Glasbasis sehr wechselt, sind bald rundlich, bald eiförmig gestreckt, bald strangartig ausgezogen. Im letzteren Falle bedingt der Wechsel von mikrofelsitischen

und glasigen Strähnen eine ausgesprochene Fluidalstruktur. Perlitische Sprünge sind gern mit Quarz, mit Chalcedon, seltener mit feinschuppigem Kaliglimmer oder mit grünlichem Chlorit erfüllt. — Einem oder dem andern der beiden beschriebenen Typen schließen sich die Vorkommnisse von Spechtshausen bei Tharandt, Eberbach bei Colditz, Buchheim, Korpitzsch, Obermühlbach u. a. an. Daß diese beiden Typen nicht verschiedene Gesteine darstellen, beweist ihre geognostische Verbindung im Triebischtal bei Meißen.

Bereits in der ersten Auflage dieses Buches (1877. S. 91) findet sich der Nachweis, daß durch Verwitterungsvorgänge ein Pechstein in holokristallinen Porphyr übergehen könne, auf Grund von Feldbeobachtung in Verbindung mit mikroskopischen Studien. Es handelte sich um den Gang am Burgstall bei Wechselburg im Muldetale. Es heißt dort: »Zunächst dem Granitit rotbraun und fast tuffartig aussehend, geht das Gestein ganz allmählich in einen schwarzgrauen bis schwarzen, sehr spröden, glasartig scharfkantig und flachmuschlig brechenden, flasrigen Vitrophyr über . . . Die verschiedenen Handstücke vom frischest schwarzen Pechsteinporphyr bis zum rostbraunen matten Quarzporphyr stellen so ziemlich alle Strukturformen vom Vitrophyr bis fast zum Mikrogranit dar . . . Der Umstand, daß die kryptokristallin entwickelten Glieder, abgesehen von ihrem weniger frischen Aussehen, an der Peripherie des Vorkommens auftreten, die glasigen im Zentrum, läßt nicht daran denken, diesen Strukturunterschied als die Folge einer langsameren Abkühlung auffassen zu können. Soweit ich die Sache nach meiner notwendig flüchtigen Beobachtung in loco und dem sehr eingehenden Studium der Handstücke beurteilen darf, läge hier in der Tat eine Umbildung des Vitrophyrs in Felsophyr mit kryptokristallinen Aggregaten vor. Sollte sich indessen diese Anschauung auch wirklich durch weitere Untersuchungen in loco als unumstößlich richtig herausstellen, so wäre dennoch der Schluß, alle Felsophyre und Mikrogranite seien umgewandelte Vitrophyre, ein durchaus unberechtigter . . .«

Den sicheren Nachweis für die weitverbreitete Umwandlung von Vitrophyren in Quarzporphyre mit kryptokristalliner bis mikrokristalliner, allotriomorph-körniger Grundmasse hat seither A. Sauer mit gewohnter Sorgfalt und Gründlichkeit für die Reihe Meißener Pechstein—Dobritzer Porphyr geliefert. Seinen Angaben sind im wesentlichen die folgenden Mitteilungen entnommen. Die Umwandlung des Meißener Pechsteins beginnt zunächst von den perlitischen Sprüngen aus. Die Ränder derselben werden beiderseits besetzt von winzigsten, cumulitischen Gebilden, die sich zu brombeerartigen, moosförmigen und andern mannigfachen Haufwerken zusammendrängen und protuberanzenartig in die Gesteinssubstanz hineinfressen. Ohne erkennbare Einwirkung auf polarisiertes Licht, sind diese Substanzen in sehr wechselnden Verhältnissen untermengt mit kryptokristallinen Aggregaten und mit oft sehr regelmäßig gebauten, deutlich fasrigen Sphärolithen von starker Doppelbrechung, etwa 0,03, und positivem Charakter, bald drehrund (Garse

bach), bald axiolithisch verzerrt (Schletta). Die Perlitkugeln selbst sind dabei im Innern vollständig frisch und unverändert, oder sie zerfallen auch ihrerseits in ein farbloses und wasserhelles Aggregat schwach doppelbrechender Individuen, das bei schwacher Vergrößerung regellos körnig, bei stärkerer dagegen aus kugelsektorähnlichen bis pyramidalen Individuen aufgebaut erscheint. Diese konvergieren gern mit ihren Spitzen nach einem Punkte und stellen dadurch sphärolithähnliche Körper dar, die nicht aus Fasern, sondern einer wechselnden Anzahl kompakter Sektoren bestehen. Mit ihnen sind in untergeordneter Weise wenig präzis fasrige, auch wasserhelle Sphärolithe, anscheinend derselben Substanz, von geringer Doppelbrechung und negativem Charakter gemischt.

In einem weiteren Stadium dringen die gelblichtrüben Neubildungen mehr und mehr von den perlitischen Sprüngen ins Innere der kompakten Pechsteinsubstanz vor und zehren diese anscheinend auf. Dabei hat das Gestein äußerlich sein glasiges Aussehen verloren und ist hornsteinähnlich geworden, erst in einzelnen Partien, dann mehr und mehr in seiner Gesamtheit. Je nachdem nun diese Umwandlung den perlitischen Sprüngen und regellosen Absonderungen (Oberpolenz, Garsebach) oder mehr oder weniger parallelen Ebenen der alten Fluidalstreckung folgt (Scherbitz, Dobritz), ist der Habitus des Endprodukts etwas verschieden. Bei dieser Umwandlung wird das Gestein wasserreicher (von 6—7% im frischen unveränderten Pechstein) bis zu 11% in dem beschriebenen Umwandlungsprodukt, welches Naumann Pechtonstein, Sauer Pechsteinfelsit nannte, und das spezifische Gewicht ist gestiegen von 2,322 auf 2,399 (roter Pechstein der Korbitzer Runse), von 2,343 auf 2,448 im schwarzen Pechstein der Götterfelsen im Triebischtal, von 2,325 auf 2,465 im grünen Pechstein von Wachtnitz. — Gelegentlich vorhandene, unbestimmbare, monoklin prismatische Mikrolithe von bräunlichgrauer Farbe, hoher Lichtbrechung und sehr schwacher Doppelbrechung und ±-Charakter bleiben dabei unverändert (Scherbitz).

Von diesem Stadium aus, worin man die Gesteine schon wegen ihres hohen Wassergehaltes keinenfalls mit wirklichem Mikrofelsit verwechseln darf, verschwindet nach und nach der hornsteinähnliche Glanz und macht dem normalen, felsitisch-matten Aussehen Platz, wobei nur mikroskopisch eine zunehmende Umkristallisation des wasserreichen sphärolithischen Aggregats in krypto- bis mikrokristalline Quarz-Feldspat-Aggregate zu beobachten ist. Die Dichte steigt nun auf 2,57—2,62, so daß stetig während des ganzen Umwandlungsvorgangs eine Schrumpfung der Gesteinsmasse stattfindet. So entstehen in dem resultierenden Endgliede, dem Dobritzer Porphyr, die lentikulären, nach Art von Drusen mit grobkörnigen Quarz-Feldspat-Aggregaten gefüllten Massen, die langgestreckten Chalcedonstreifen mit nierenförmiger Ausbildung gegeneinander und mit oft wohl erkennbarer Quarznaht in der Mitte.

Das Endresultat ist also das gleiche, wie bei der S. 812 geschilderten Umwandlung der Felsophyre.

Wichtig und für den Gegenstand abschließend sind auch die Be-

obachtungen SAUER's an dem bekannten Kugelpechstein von Spechtshausen, mit welchem der Pechstein von Bräunsdorf bei Wilsdruff durchaus übereinstimmt. Der Kugelporphyr von Spechtshausen, dessen sogenannte Felsitkugeln einen von 0,001 mm bis 20 cm wechselnden Durchmesser haben, bildet eine flache Kuppe inmitten des jüngern Porphyrs von Tharandt, die Einsprenglinge sind vorwiegend Plagioklas, bräunlichgrüne Hornblende, Biotit und Zirkon. An den größeren »Felsitkugeln« erkennt man 1) einen helleren, gelb- bis nelkenbraunen Kern, 2) eine schwärzliche Zone, die nach außen in die 3) intensiv rote Rinde verläuft. Der Kern ist glasig und pechglänzend, die Zone 2) ist matter und auch ihre Feldspate sind nicht so frisch, wie im Kern 1). Mikroskopisch scheint 2) auf den ersten Blick nicht verschieden von 1), aber zwischen gekreuzten Nicols ist 2) nicht isotrop, wie 1), sondern ein doppelbrechendes Aggregat, dessen scheinbare Körner bei stärkerer Vergrößerung sich als sphärolithische Gebilde erweisen. Nach dem Kern der Kugel setzt sich diese Sphärolithstruktur bei abnehmender Größe der Sphärolithe fort, die in der Zone 2) so groß werden, daß diese Zone fast granitischkörnig mit wandernder Auslöschung in den einzelnen Körnern erscheint. — Von der schwärzlichen Mittelzone nach innen läßt sich ebensowenig eine scharfe Grenze ziehen, wie von dieser nach außen gegen das Pechsteinglas der eigentlichen Gesteinsmasse, deren fluidale Stauchungen sich noch deutlich bis in die Zone 2) hinein, undeutlich bis in den Kern der Kugeln verfolgen lassen. Die Kugeln sind also nichts Fremdes, sondern integrierende Teile des Gesteins.

Sind nun diese »Felsitkugeln« primär oder sekundär? Die kleinsten derselben zeigen die größte Ähnlichkeit mit dem Bau der Arabesken an den perlitischen Sprüngen dieses Pechsteins, wie desjenigen von Meißen. Deshalb hält SAUER (und mit ihm BECK) auch hier die Kugeln für sekundär und parallelisiert ihre rote Rinde mit dem Ferritrand der Arabesken-Sphärolithe. — Das Pechsteinglas von Spechtshausen hat 5,38 %, die Zone 2) 0,9 %, der Kern 1) 0,7 % Wasser. Also wurde Wasser bei dem Übergang in den kristallinen Zustand abgegeben und das Volum verändert. Daher auch Spannungen in dem Pechsteinglase um die »Felsitkugeln«, die sich bis zu förmlichen Trümmerzonen im Glase um die größeren steigern, daher die Sprünge und Risse in den Kugeln, die mit Quarz gefüllt sind, daher die hohlen Kugeln mit Quarzkristallen, die sie drusig inkrustieren.

So SAUER und BECK. Nun aber sind die sekundären Sphärolithgebilde des »Pechsteinfelsits« von Meißen nicht wasserarm, sondern wasserreicher als das Glas. Ich möchte daher diese »Felsitkugeln« als primäre Bildungen deuten.

Als weiterer Beleg für die beschriebenen Vorgänge zitiere ich die gleichmäßig von GUTBIER und DALMER konstatierten Übergänge des deckenförmigen Vitrophyrs von Neudörfel, Sekt. Planitz-Ebersbrunn, in normalem Quarzporphyr: dieselben werden vermittelt durch einen glasreichen Hornsteinporphyr. — Durch großen Reichtum an Ein-

schlüssen der durchbrochenen Gesteine (Gneiße und Schiefer) zeichnen sich die gangförmigen Vitrophyre von Mohorn (die Grundmasse ist fast reines braunes Glas), W. von Spechtshausen und von Mühlbach aus. Um die Schieferbrocken im letztgenannten Gestein haben sich, ebenso wie in den Klüften desselben nach Rothpletz Sericit-, seltener Chloritblättchen angesetzt.

Die bisher nur gangförmig aus der Quarzporphyrdecke des südlichen Tirol bekannten Vitrophyre vom Höhlental bei Auer an der Etsch, von Tisens bei Castelrutt im Eisackgebiet und aus der Gegend von San Lugano auf der Paßhöhe von Neumarkt und Cavalese im Fleimsertal, welche von Cathrein, Gümbel und Lepsius beschrieben worden sind, ähneln in hohem Grade den von Harada untersuchten gangförmigen Vitrophyren aus der Gegend zwischen dem Luganer See und dem Lago maggiore (Valgana, Mesenzana, Grantola, Monte Nave). Sie sind alle, wie der zweite der aus Sachsen beschriebenen Typen, einsprenglingsreich; die relativen Mengen von orthotomem und klinotomem Feldspat schwanken nicht unbeträchtlich, so daß anscheinend Übergänge in Vitrophyrite stattfinden; — auch bei ihnen zeigt sich allenthalben, soweit mir die Gesteine bekannt wurden, in der Grundmasse ein abrupter Wechsel und eine innige Verwebung von kristallitenreichem und oft mit Gaseinschlüssen durchsetztem, farblosem Glase und einem bald grau, bald bräunlich gefärbten Mikrofelsit, dem Gaseinschlüsse und kristallitische Gebilde meistens vollständig fehlen. Cathrein nennt die Basis des Vitrophyrs von San Lugano vollkommen glasig und auch Gümbel spricht nur von verschieden gefärbtem Glase in der Grundmasse dieser Gesteine. Für die Auffassung des Mikrofelsits in der Grundmasse derselben und für seine Bildungsperiode ist es wichtig zu konstatieren, daß die Einsprenglinge reichlich Einschlüsse der Glasbasis, niemals solche des Mikrofelsits enthalten, soweit ich die Gesteine prüfen konnte. Die relativen Mengen von Glas und Mikrofelsit in den Grundmassen sind sehr verschieden, selbst bei Stücken eines und desselben Vorkommens. So besteht die fettglänzende schwarze Grundmasse der Vitrophyre vom Luganer See sehr vorwiegend aus einer farblosen Glasbasis mit unzähligen opaken Globuliten und Körnchen, Margariten, Longuliten mit gekerbten und glatten Rändern, und Trichiten von undurchsichtig schwarzer und durchsichtig brauner Farbe, von denen bald diese, bald jene vorherrschen. Eine überaus prägnante Fluidalstruktur wird teils durch das Verhalten des strähnigen Glases gegen die Einsprenglinge, teils durch den Wechsel kristallitenreicher Striemen mit kristallitenarmen bedingt. Dann aber trägt zur Ausbildung der Fluidalstruktur ganz besonders die Gegenwart des Mikrofelsits bei. Derselbe bildet eckige, rundliche und flasrige Partien, an denen die Glasströhne mit ihren Kristallitenströmen bald ganz abrupt absetzen, während sie sich an andern Stellen deutlich um sie herumwinden, um sich auf der andern Seite wieder zu verbinden. Ja, um den Eindruck der gleichzeitigen Entstehung des kristallitenreichen farb-

losen Glases und des kristallitenfreien, aber oft cumulithaltigen braunen Mikrofelsits noch überzeugender zu machen, findet sich auch, wenngleich spärlicher, das Verhältnis, daß Mikrofelsitstränge sich fluidal um Flasern der Glasbasis herumwinden. Sowohl die Glasbasis, wie der Mikrofelsit und die Einsprenglinge werden nicht selten von mikroskopischen Trümern durchsetzt, deren Ausfüllungsmasse fasriger Chalcedon zu sein scheint.

Bei Auer kommen sehr glasreiche (das Glas wimmelt von Gasporen) und mikrofelsitarme, von den Gesteinen des Luganer Sees nicht zu unterscheidende Ausbildungsformen neben solchen, die man mit besserem Rechte zu den Felsophyren stellen möchte, vor. Immerhin beweisen die von Gümbel mitgeteilten Analysen des farbigen Mikrofelsits aus dem mikrofelsitreichen Vitrophyr von Castelrutt durch ihren beträchtlichen Wassergehalt, daß dieser Mikrofelsit sehr bedeutende Mengen von glasiger Basis in unsichtbar feiner Verteilung enthalten muß. — Durch diesen abrupten Wechsel von glasigen und mikrofelsitischen Teilen der Grundmasse gewinnen die Luganer und Tiroler Vitrophyre oft in hohem Grade den Anschein einer breccienartigen, oder wie man sie nach Analogie der bei manchen Phonolithen herrschenden Verhältnisse besser nennen könnte, eutaxitischen Struktur. Unter den sächsischen Vorkommnissen tritt dieselbe in prägnantester Weise bei dem Spechtshausener Pechsteinporphyr hervor.

Das reinste Glas unter den mir bekannten Pechsteinen stellt ein braundurchsichtiger permischer Vitrophyr aus der Gegend von Fréjus im südöstlichen Frankreich dar.

Den Liparitpechsteinen schließen sich durch ihr wasserhaltiges Glas, ihren im allgemeinen großen Reichtum an kristallitischen und mikrolithischen Bildungen der Effusionsperiode, sowie durch meistens nicht sehr zahlreiche intratellurische Einsprenglinge die Liparitperlite am nächsten an. Sie sind durch ihre durchgreifende perlitische Absonderung charakterisiert, der zufolge sie aus einem dichtgedrängten Haufwerk von rundlichen, zwiebelartig konzentrisch-schaligen Glaskugeln bestehen. Am normalsten ist dieser Aufbau dann, wenn zwischen den Perlitkugeln sich noch schmalere oder breitere Glasbänder von nicht perlitischer Absonderung vorfinden. Diese sind dann oft bimssteinartig fasrig mit schwacher Doppelbrechung bei optisch positiver Längsachse. Wo diese Glasbänder fehlen und die Kugeln sich gegenseitig berühren, da platten sich die Perlitkügelchen gegeneinander zu oft merkwürdig eckigen Körpern ab. Auch die Perlitkugeln zeigen eine allerdings gewöhnlich sehr schwache Spannungsdoppelbrechung und liefern dann sehr verwaschene rechtwinklige Interferenzkreuze mit im normalen Fall negativem Charakter (Telkibanya, Horna Stubua u. a.). Die perlitische Absonderung übt nicht den mindesten Einfluß auf die fluidale Anordnung der mikrolithischen und kristallitischen Gebilde aus und ist zweifellos der letzte Akt der Gesteinsverfestigung. Bucca beobachtete einen Übergang der perlitischen Absonderung in die plattige,

was theorethisch zu erwarten war. — Das Perlitglas ist im allgemeinen farblos, niemals tief-, gelegentlich graulich bis gelblich oder graubräunlich gefärbt. — Mikrofelsit in verworren fasrigen Schlieren oder häufiger in Sphärokristallen von positivem Charakter ist nicht allgemein, aber oft sehr reichlich bis zum Übergang in Sphärolithfels vorhanden. Kryptokristalline Linsen und Schlieren kommen spärlich vor. — Fluidale Struktur ist allgemein ausgeprägt.

Die Liparitperlite des Hliniker Tals in Ungarn haben reichliche Einsprenglinge von gestreiftem und ungestreiftem Feldspat, spärliche von Biotit, gelegentlich auch von grünem Pyroxen, während Quarz nur sehr unregelmäßig vorkommt, meistens ganz fehlt. Ein lagenförmiger Wechsel von mikrolithen- und kristallitenreichem farblosem mit ausscheidungsfreiem, aber globulitisch gekörneltem graubraunem Glase ist nicht selten. Die Mikrolithe im ersteren sind vorwiegend Feldspat, oft gegabelt, auch trichitisch gebogen, und spärlicher hellgrüner Pyroxen; sie werden begleitet von Trichiten, farblosen Longuliten und von ebensolchen Margariten und Kristalliten mit gekerbten Längsseiten. Die Menge dieser Gebilde kann so groß werden, daß zwischen ihnen die Glasbasis kaum noch erkennbar ist. Bald herrschen die bestimmbaren Mikrolithe, bald die kristallitischen Gebilde; dementsprechend ist der Habitus ein recht verschiedener. Wo diese Ausscheidungen der Effusionsperiode spärlicher auftreten, gesellen sich zu ihnen in großer Menge angenähert rechteckige oder quadratische, auch unregelmäßige, sehr hellgrünliche, stark lichtbrechende Körperchen, welche regelmäßig ein dunkles Korn, selten einen hellen Ring im Zentrum umschließen. Man möchte sie für Augitmikrolithe im Querschnitt halten, wenn sie nicht durchaus isotrop wären. In wechselnder Menge enthalten die Gesteine trübe Sphärolithe, die sich oft zu langelliptischen Axiolithen verzerren, deren Längsachse stets in der Richtung der Fluidalstruktur liegt. Die kleineren dieser Gebilde sind positive sehr regelmäßig gebaute Mikrofelsitsphärokristalle mit scharfem Interferenzkreuz zwischen gekreuzten Nicols. Die größeren sind unregelmäßiger entwickelt; an jede Hauptfaser setzen sich federfahnenähnlich unter spitzen Winkeln neue Fasern an, die ihrerseits sich oft noch mehrfach trichitisch spalten und ausfasern. Dadurch wird das Interferenzkreuz recht unregelmäßig, der Charakter der Fasern bleibt positiv. Pseudosphärolithe aus Quarz- und Feldspatnadeln sind nicht gerade häufig. — Gaseinschlüsse sind recht verbreitet. Sehr ähnlich ist ein Perlit von Pusti Hrad, nur gesellen sich zu den farblosen auch braun durchsichtige stachlige Kristallite. — Einsprenglingsarm sind die Perlite der Umgebung von Telkibanya; sie enthalten viel sphärolithische Gebilde der beschriebenen Arten und Cumulite, sowie zahllose opake Trichite und Margarite. Wenn sich reichlicher Magnetit in Einsprenglingen einfindet, fehlen die opaken kristallitischen Ausscheidungen und es herrschen Mikrolithe von Feldspat und Pyroxen.

Durch recht reichlichen Gehalt an Zirkon zeichnen sich, ebenso

wie die ungarischen, auch die Liparitperlite von Monte Tosto und Monte Luparo (mit akzessorischem Orthit) zwischen dem See von Bracciano und Sta Severa aus. Sie enthalten Einsprenglinge von fast einachsigem Sanidin, von Plagioklas und von Biotit und mikrolithische Ausscheidungen derselben Mineralien ziemlich spärlich. Sphärolithische Bildungen fehlen gänzlich, ebenso kristallitische. — Auch die euganäischen Perlite vom Monte Pendise und Monte Bello enthalten Einsprenglinge von Sanidin, Plagioklas und Biotit, spärlich auch Augit in einer farblosen bis schwach gelblichen, von Strömen leistenförmiger und tafelförmiger Feldspat- und prismatischer Augitmikrolithe durchzogenen, auch von graubraunen Globuliten und Cumuliten durchsprenkelten Glasbasis. Die Cumulite setzen sich gern an die Mikrolithe randlich an. Sphärolithe fehlen, Gasporen sind nicht gerade häufig.

Ein Perlit von El Guamani, dessen Präparate ich von Herrn Fuess in Berlin erhielt, besteht vorwiegend aus farblosem Glase, welches reich an langgezogenen Dampfporen ist, die oft derart überhand nehmen, daß die Struktur bimssteinartig wird, und die fluidalgewundenen Glasfäden dann schwach anisotrop sind. Als Einsprenglinge erscheinen Sanidin, ein gestreifter Feldspat, Magnesiaglimmer und Bronzit, sowie zahlreiche, teils radial, teils verworren fasrige positive Sphärolithe, deren eigentlich graue Farbe durch eine Unmenge braungelber Kristallite, die sich zumal zentral häufen, bräunlich erscheint. Sie ähneln in hohem Grade den oben beschriebenen Sphärolithen des Felsoliparits von Tolcsva. Der innere Teil der Perlitkugeln gibt auffallenderweise zwischen gekreuzten Nicols ein positives Interferenzkreuz, trotzdem sie absolut glasig sind und keine Spur von Faserung erkennen lassen. Ein analoges Verhalten, wie in gewissen Gesteinen des Monte Amiata. — Vorgreifend werde hier bemerkt, daß auch die losen und angeschliffenen Glaskugeln eines Andesitperlits von Balos, Santorin, welche Fouqué beschrieb, positive Interferenzkreuze liefern. — In einem sehr interessanten Aufsatz über die Spannungsverhältnisse in sauren Gläsern, zumal in den allbekannten Marekanitkugeln glaubt Judd die perlitische Absonderung nicht ebenso als ein bloßes Abkühlungsphänomen auffassen zu sollen, wie etwa die prismatische Absonderung; er schreibt dieselbe vielmehr einer Schrumpfung zu, welche die Folge eines langsamen Austritts flüchtiger Substanzen, hier wohl Wasser, nach der eigentlichen Gesteinsverfestigung wäre. Er stützt sich auf die von Fouqué und Michel-Lévy künstlich durch Eintrocknen von Kieselfluorcalcium-haltiger Kieselgallerte erhaltenen perlitischen Sprünge und auf ähnliche Beobachtungen von Grenville Cole (Geol. Mag. 1880, Dec. II. vol. VII, 115) an eintrocknendem Canadabalsam. Die von ihm beobachtete Doppelbrechung an den Marekanitkugeln wird mit derjenigen der raschgekühlten Glasthränen verglichen; eine Angabe über den Charakter der Doppelbrechung liegt nicht vor. Ich fand ihn bei Glaskugeln, die noch heiß in Wasser getaucht wurden, positiv. Darnach

kann man den im Obigen mehrfach erwähnten, bald negativen, bald positiven Charakter der Doppelbrechung bei den Glaskugeln in vulkanischen Gesteinen so erklären, daß eine langsam von der Peripherie nach dem Zentrum fortschreitende Abkühlung mit perlitischer Absonderung eine Kontraktion und negative Doppelbrechung erzeugt. Die rasche Abkühlung der Peripherie, ehe das Zentrum erstarrte, bedingt eine Dilatation und damit natürlich positive Doppelbrechung. Die Schrumpfung des Kerns wird durch die Adhäsion an die schon starre Kruste verhindert und so entsteht ein Zug, kein Druck.

Osann beschreibt vom Cabo de Gata und vom Cerro de Zapaton Perlitgänge aus liparitischen Tuffen, deren Einsprenglinge Plagioklas und rhombischer Pyroxen sind, während der Pyroxen der Effusionsperiode ein lang nadelförmiger diopsidischer Augit ist. — In andern Gängen sind Biotit, grüne Hornblende neben Plagioklas und Sanidin die Einsprenglinge. — Schmale Perlitgänge am Faro de Coralete, Südspitze des Cabo de Gata, führen neben Sanidin und Biotit auch Quarz als Einsprenglinge. Quarz und Sanidin sind oft zersprungen. Sekundär kryptokristalline Entglasung ist in diesen Perliten nicht selten.

Auch W. F. Smeeth beschreibt einen Perlit (H_2O : 2,84) vom Tweed-Fluß in Neu-Südwales, der nur Hypersthen als farbigen Gemengteil führt, und gibt eine interessante Studie über die Bildung der perlitischen Struktur in Canadabalsam und in den natürlichen Gläsern. Wenjukow beschreibt gebänderte Perlite von der Marekanka, welche unweit Ochotsk ins Meer mündet, und gebänderte Obsidiane von derselben Lokalität und von der Insel Unga, östlich von Kamtschatka, welche ganz aus Sphärolithen (z. T. wohl gepreßten Glaskugeln) aufgebaut sind. Er nennt sie eutaxitische Gläser.

Die Liparitobsidiane, deren Glasbasis meistens wasserhell, selten schwach farbig ist, unterscheiden sich chemisch von den Pechsteinen und Perliten durch ihren sehr geringen oder fehlenden Wassergehalt, strukturell dadurch, daß sie im allgemeinen weit einsprenglingsärmer sind und daß Quarz als unmittelbares Kristallisationsprodukt aus dem Gesteinsmagma bisher nur ausnahmsweise beobachtet wurde (Wairoa, Neu-Seeland, nach Zirkel, Chico in Mexiko nach J. Roth). Die Einsprenglinge beschränken sich auf kleine Mengen von Magnetit, vereinzelten Zirkon und Apatit, braunen, selten grünen Biotit und Pyroxene, letztere spärlich, und in vereinzelten Vorkommnissen Hornblende und seltener Olivinkristalle, auch Feldspate. Die Einsprenglinge sind oft stark korrodiert oder auch zerbrochen. Vielen Obsidianen fehlen sie ganz. Die intratellurische Kristallisationsperiode des Gesteins ist demnach nur eine sehr unbedeutende gewesen. Auch die Ausscheidungen der Effusionsperiode sind im allgemeinen nicht sehr bedeutend. Man findet farblose, oft gegabelte und trichitisch gebogene Feldspatleistchen, oder gern zwillingsartig nach dem Karlsbader Gesetz übereinander liegende Täfelchen mit breitem M, hellgrün durchsichtige Pyroxenmikrolithe und wegen ihrer geringen Dimensionen und des dadurch

z. T. bedingten mangelnden optischen Effekts nicht bestimmbare bald opake, bald braun durchscheinende Trichite, welche sich mit Vorliebe an Magnetitkörnchen heften, sowie eine fast der Beschreibung spottende Mannigfaltigkeit kristallitischer Gebilde. Eine Einzelbeschreibung dieser findet man in der oben zitierten Literatur. Sobald derartige Ausscheidungen der Effusionsperiode auftreten, pflegt eine sonst schwer (hie und da aus schwachem Farbenwechsel alternierender Lagen) nachweisbare Fluidalstruktur deutlich in der Anordnung derselben hervorzutreten. Gasporen sind oft sehr reichlich vorhanden und geben zu eigentümlichen Farbenschillerphänomenen Veranlassung. — Durch den Wechsel porenreicher und porenarmer oder mikrolithenreicher und mikrolithenarmer, oder endlich mikrolithen- und trichitenreicher Blätter entsteht eine vorzügliche Lagenstruktur. Seltener entwickelt sich dieselbe durch das Alternieren von glasigen und mikrofelsitischen, oder kryptokristallin-körnigen Blättern und Schlieren. — Sphärolithische Bildungen sind nicht so weit verbreitet, wie in den Perliten. Es herrschen entschieden die Mikrofelsitsphärokristalle mit positivem Interferenzkreuz, dessen Regelmäßigkeit um so größer ist, je kleiner der Sphärokristall; bei den größeren bedingt die oft weitgehende Verästelung der einzelnen Fasern und der wiederholte randliche Ansatz von sekundären usw. Fasersystemen mannigfache Störungen. Pseudosphärolithe und Feldspatsphärokristalle sind nicht sehr häufig (Djambong in Sumatra). — Die perlitische Absonderung scheint recht selten in deutlicher Entwicklung vorzukommen. Niedzwiedzki beschreibt sie an Obsidianen von Aden mit Einsprenglingen von Sanidin und Augit in einer grünlichen (? Pantellerit) Glasbasis, welche durch Wechsel mikrolithenreicher und -armer Lagen streifig erscheint. Der Beschreibung nach dürften die Mikrolithe dem Feldspat, Augit und Biotit angehören; sie sind oft durch die perlitischen Absonderungsklüfte zerbrochen. — Auch Doelter beobachtete perlitische Absonderung an einem Obsidian vom Monte Muradu auf Sardinien. — Um die Einsprenglinge herum, zumal um Magnetit, finden sich oft, wie zuerst Zirkel hervorhob, capillare Sprünge und Risse in dem Obsidianglase, welche wohl durch die Kontraktion des sich abkühlenden Kristalls und die Adhäsion der Glasmasse entstanden sind und somit allerdings eine gewisse Analogie mit der perlitischen Absonderung haben. — Daß hiermit eine Spannungsdoppelbrechung ähnlich derjenigen im Perlit statthat, beobachtete Rutley. Leider ist ihr Charakter nicht angegeben.

Reich an Feldspat- und Augitmikrolithen sind die von Kenngott beschriebenen Obsidiane des Ararat, manche Vorkommnisse aus dem Lake County in Kalifornien und aus Japan. Letzteren fehlen alle Einsprenglinge und merkwürdigerweise auch die Augitmikrolithe. Sie enthalten nur Magnetit und Feldspatleistchen.

In der Mitte zwischen dieser vorwiegend mikrolithführenden und der nächsten hauptsächlich kristallitisch entglasten Gruppe steht ein grauer kaukasischer Obsidian, der durch einen prachtvollen

Atlasschiller auf den Bruchflächen interessant ist. Er ist aus einem mannigfachen Wechsel von wasserhell durchsichtigen und grauen, nur schwach durchscheinenden Lagen aufgebaut; die ersten enthalten in großer Menge Feldspat- und Pyroxen-Mikrolithe, an deren Seiten oft sehr kleine schwarze Körnchen angeheftet sind, die letzteren bestehen aus einem dichten Gedränge grauer und schwarzer Trichithaufen, die sich stets an ein kleines opakes Erzkörnchen ansetzen.

Fast ausschließlich durch sehr hellgrünliche Margarite und Longulite ist ein Obsidian vom Clear Lake in Nevada entglast; daneben enthält er die oben aus manchen Pechsteinen beschriebenen eckigen und rundlichen grünen Körnchen mit zentralem Bläschen, wie sie auch in einigen liparischen Obsidianen wiederkehren. — Grau bis graubraun sind die sehr deutlich aus Globuliten, wie sie auch vereinzelt im Glase liegen, aufgebauten Kristallite in einem grönländischen Obsidian, der daneben auch Trichite führt. Auch ein schwarzer Obsidian von Tolcsva im Tokajer Gebirge ist vorwiegend kristallitisch entglast, enthält aber auch einzelne dunkelgraue Cumulosphärite. — In wieder andern Obsidianen sind fast nur Trichite ausgebildet, wie sie Vogelsang z. B. von dem Obsidian von Szöghi am Bodrog beschreibt und wie sie überhaupt im ungarischen Liparitgebiet verbreitet zu sein scheinen. Gerade bei diesem Gesteine wies Vogelsang chemisch nach, daß die Trichite hier wenigstens nicht Magnetit sein könnten. Seitlich an den zierlichen Fädchen der Trichite sitzen noch kleine Körnchen, die sich ihrerseits schon als rundliche Haufen noch kleinerer Körnchen darstellen.

Die einfachste Form der Entglasung, die globulitische Körnung, ist in manchen der aus Mexiko stammenden Obsidianmassen schön vertreten; neben einzelnen braunen Globuliten erscheinen auch zahlreiche solche Cumulite. Ähnliches findet sich in gewissen liparischen Obsidianen von tiefbrauner Farbe im durchfallenden Lichte, die häufige Dampfporen und nicht selten größere Magnetitkörnchen mit einem durch Entfärbung des Glases hellen Hofe führen.

Sphärolithische Liparitobsidiane kommen in großer Mannigfaltigkeit auf der Insel Lipari vor, zumal am Monte della Guardia. Die Sphärolithe sind zweierlei. Die einen, vorwiegend in einer durch bräunliche Globulite gekörnelten Glasbasis liegend, verfließen allmählich in diese, zeigen keinerlei fasrige Struktur, sondern stellen offenbar nur Mikrofelsitcumulationen in gespanntem Glase dar. Ihr schwaches Interferenzkreuz hat negativen Charakter; die andern, deutlich radialstrahlig und oft sehr groß werdend, liegen im reinen unveränderten Obsidianglas und grenzen sich scharf gegen dieses ab. Sie geben positive Interferenzkreuze und dürften Mikrofelsitsphärokristalle sein, denen nicht allzureichlich auch Pseudosphärolithe beigemengt sind. Rutley machte darauf aufmerksam, daß um die Sphärolithe der liparischen und anderer Obsidiane oft eine Zone entfärbten Glases liegt. Das dürfte durch die den Sphärolithen vielfach beigemengten trichitischen und kristallitischen Gebilde bedingt sein, deren Farbe auf bedeutenden Eisengehalt schließen läßt.

Auf der Insel Ponza kommen in der den Trachyttuff durchsetzenden Gangformation neben zweifellosen Liparitpechsteinen Übergangsformen zu Obsidian und echte Obsidiane vor, welche jedoch wohl mehr dem Trachyt als dem Liparit angehören. Zumal die Übergangsformen sind oft fast vollständig in Feldspatsphärokristallen entwickelt von äußerster Zierlichkeit der Fasern und sehr geringen Dimensionen. Bei schwacher Vergrößerung bewirken die negativen Interferenzkreuze eine anscheinend allotriomorph-körnige Struktur.

Wie bei den eigentlichen Lipariten und Liparitpechsteinen begegnet man auch bei den Obsidianen hie und da einem schlierigen Gemenge verschieden gefärbter Glasflasern. So sind in den roten Obsidianen von Tolcsva, in einzelnen mexikanischen Obsidianen und in dem Marekanit von Ochotsk rote und farblose Striemen und Flasern von Glas durcheinander geknetet. Diese Erscheinung steigert sich bis zur Herausbildung eines agglomeratischen Charakters, so im Central Basin der Vereinigten Staaten, am Elbrus und auf dem armenischen Hochlande. Die Zurückführung dieses Phänomenes auf die Einschmelzung fremder Einschlüsse oder auf die Umschmelzung agglomeratischer Brockentuffe durch Dannenberg, Iddings und Wenjukoff hat große Wahrscheinlichkeit für sich.

In den durch ihren zierlichen Schiller bekannten Obsidianen vom Cerro de las Navajas in Mexiko glaubte Zirkel diese Lichterscheinung auf die Anwesenheit winziger Einschlüsse eines sich durch mikrolithische Entglasungsprodukte und gewisse mechanische Phänomene (Zerreissungen und Zerbrechungen) als vom eigentlichen Obsidianglase verschieden erweisenden Glases zurückführen zu sollen, ohne sich die Schwierigkeiten der Erklärung solcher Glaseinschlüsse in Glas zu verhehlen. Tenne stellte durch sehr sorgfältige Untersuchungen an einem reichlichen, von Humboldt gesammelten Material fest, daß das Schillerphänomen hier, wie in so vielen andern Obsidianen (Ararat usw.), von lagenartig in parallelen Flächen eingestreuten, langgezogenen Luftporen herrühre. Indessen auch ihm zeigten sich an einem Handstück mikroskopische Verhältnisse, welche durch die Annahme von Gasporen kaum erklärlich sein dürften, und Zirkel (Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 1011—1013) hält danach die Richtigkeit seiner Beobachtung für gewisse Fälle aufrecht.

Recht spärlich scheinen auch die rein glasigen Obsidiane ohne alle kristalline oder kristallitische Ausscheidungen zu sein. Dahin gehören neben einigen, durch schlierigen Wechsel verschiedenfarbigen Glases charakterisierten Gesteinen (auch der Marekanit ist bisweilen ganz durchspickt von kleinsten kristallitischen Gebilden) ein schillernder Obsidian vom Kaukasus, ohne näher bestimmten Fundort, ein nicht schillernder vom Toporuan-See, Achalkalaki und wenige andere. Gerade diese Obsidiane sind reich an Dampfporen und es mag hinzugefügt werden, daß um die größeren dieser Gasinterpositionen das Gesteinsglas oft schwach doppelbrechend ist. Man erhält dann zwischen gekreuzten Nicols schwarze Interferenzkreuze mit negativem Charakter.

Der Liparitbimsstein läßt sich kurz als ein schaumiger Obsidian charakterisieren. Die makroskopische Fadenstruktur wiederholt sich mikroskopisch in jedem einzelnen Faden bis in jede Einzelheit. Auch hier enthalten die an Luftporen reichsten Gläser am wenigsten mikrolithische und kristallitische Ausscheidungen. So begegnet man in den geradfasrigen liparischen Bimssteinen und in denen von Island fast nur intratellurisch gebildetem Feldspate neben etwas Biotit und Augit, während die gewunden fasrigen des ungarischen Trachytgebietes ärmer an Dampfporen und dabei, wie die von Vas Hegy, überreich an Kristalliten und Mikrolithen in streng fluidaler Ordnung sind. — Auch die sogenannten Bimsstein-Perlite von Bischoffsky Hegy und Telkibanya, welche aus einer innigen Verflößung roter und grünlichweißer Glasfäden und Flasern bestehen, wimmeln von Mikrolithen, Trichiten und Kristalliten. — Ein Bimsstein, den v. Lasaulx aus dem Ravin des Egravats in der Auvergne beschreibt, führt wie die italienischen nur größere Ausscheidungen von Sanidin, Hornblende und Biotit mit mehr untergeordnetem Augit, die teils einzeln, teils zu sanidinitartigen körnigen Aggregaten vereint in der an Gasporen reichen, fasrigen, glasigen Gesteinsbasis liegen. — Osann beschreibt Liparitbimsstein aus Tuffen vom Puerto del Genoves am Cabo de Gata mit Einsprenglingen von Quarz, Sanidin, Plagioklas und Biotit, sowie mit Sanidin-Sphärokristallen. Das Bimssteinglas ist wasserhell, wird aber von Schlieren eines globulitisch gekörnelten, gelblichen Glases durchzogen. — Quarz ist ein seltener Gemengteil in Liparitbimsstein, Hussak nennt ihn aus dem Hliniker Tal, Zirkel vom Taupo-See in Neu-Seeland. — Im Bimsstein von Aden beobachtete Vélain Enstatit als Einsprengling. — Ebenso bestehen nach Gooch die Bimssteine von den Galopagos-Inseln Abingdon und Indefatigable aus Glasfäden mit Dampfporen, welche reichlich Einsprenglinge von Sanidin, der des letzteren Fundortes auch Augit, vereinzelte Plagioklase und einmal Olivin in fragmentarer Form enthielten. — Nur an einem grauen Bimsstein aus dem Rakotyas-Tale in Ungarn war zu beobachten, daß die Bimssteinfäden zum großen Teil aus einer sekundär körnig-kristallinen Masse bestanden.

Die Vorgänge der Verwitterung sind in allen strukturellen Abarten der Liparite und Quarzporphyre durchaus dieselben und können daher hier gemeinschaftlich dargestellt werden, um so mehr, als anscheinend vor ihrem Beginn die mikrofelsitische und vitrophyrische Grundmasse zumeist erst in den sekundär mikro- bis kryptokristallinen Zustand übergeht.

Von hier aus, aber auch da, wo diese Verwitterung noch in dem mikrofelsitischen oder vitrophyrischen Zustand ihren Anfang nimmt, kann man wesentlich einen zweifachen Verlauf des Vorgangs verfolgen. In dem einen Falle beschränkt sich der Verwitterungsprozeß auf den Zerfall des Feldspats unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse in ein mehr oder weniger kryptomeres Aggregat von Kaolin und Quarz, oder Muscovit und Quarz, während gleichzeitig die geringe

Menge des Biotits die bekannte Umwandlung in Chlorit und Nebenprodukte eingeht und die Eisenerze zu Limonit werden. Die Struktur erleidet dabei insofern eine Veränderung, als sich die Grenzen der einzelnen Feldspatkörner der Grundmasse verwischen und eine Unterscheidung von ursprünglich mikrogranitischer und sekundär mikrokristalliner Grundmasse erschweren oder unsicher machen; auch die Fluidalstruktur, die perlitische Absonderung, die sphärolithische Struktur werden verwischt oder ganz verschleiert. Eine auffallende chemische Veränderung ist mit dem Vorgange, von einer kleinen Aufnahme von Wasser durch die Chlorit-, Muscovit- und Limonitbildung abgesehen, nicht verbunden.

Hiernach sind die mineralogischen Neubildungen der Verwitterung die gleichen, wie diejenigen der Dynamometamorphose. Trotzdem wird man, selbst bei verwitterten fluidalstruierten Quarzporphyren, kaum je im Zweifel sein können, ob man es mit einem Vorgang atmosphärischer Verwitterung oder orogenetischen Ursprungs zu tun hat, um so weniger, wenn man auch die an den Einsprenglingen hervortretenden Phänomene im Auge behält.

In andern Fällen dagegen setzt von Anfang an oder auch von irgend einem Zeitpunkt des normalen Verwitterungsvorganges an, eine Verkieselung des Gesteins ein, bei welcher die Kieselsäure bald in der Quarzform, bald in der Chalcedonform sich entwickelt, oder auch in beiden Formen nebeneinander. Durch diesen Vorgang wird eine so vollkommene Erhaltung der Struktur bedingt, wie bei der Verkieselung von Pflanzenresten. Sphärolithe aller Art, Lithophysen, fluidale Erscheinungen, perlitische Absonderung — alles stellt sich dar, wie im frischesten Gestein und nicht unpassend hat Sauer, der solche Vorgänge an den Grünberger, Brandecker, Lierbacher Decken der permischen Quarzporphyre auf Blatt Gengenbach und Petersthal, Schwarzwald, beschrieb, geradezu von Pseudomorphosen nach sphärolithischen, nach mikrolithischen und anderen Porphyren gesprochen. Der Quarz nimmt dabei gelegentlich sehr merkwürdige Formen an und ist bald auf weitere Strecken hin einheitlich, bald in jedem verquarzten Gemengteil in verschiedener Orientierung ausgeschieden. Innerhalb der durch Chalcedon ersetzten Gesteinsteile erscheint der Quarz gelegentlich in eigentümlichen, skelettartigen Wachstumsformen.

Die isländischen Liparite.

Nach Zusammensetzung und Struktur behaupten die **isländischen Liparite**, deren geologische Kenntnis wir besonders Thoroddsen, und deren petrographische Schilderung wir Bäckström verdanken, einen eigenen Platz. Thoroddsen unterscheidet die älteren, präglacialen Liparite und die jüngeren Liparitströme. Zu den älteren Lipariten gehört das hellgraue Gestein von Raudfossafjäll mit intratellurischen Ausscheidungen von Oligoklasalbit und grünem Pyroxen, Zirkon, Apatit

und einem unbestimmbaren, in HFl löslichen, stark lichtbrechenden isotropen Mineral von 0,1—0,3 mm Durchmesser in einer kristallinen Grundmasse aus Feldspatleistchen (z. T. mit Glaseinschlüssen) mit wenig Pyroxen und etwas Quarz. Um die Feldspatleistchen legen sich winzigste granophyrische Mäntelchen und bei hinreichender Dünne des Schliffs erweist sich die Struktur als prägnant mikrogranophyrisch. Wo dieser Mikrogranophyr zurücktritt, wird die Struktur trachytisch und in einer Abart mikrofelsitisch mit glasigen Perlitkügelchen. — Ebenso ist die Struktur ausgezeichnet trachytisch in einem älteren Liparit von der Snäffelshalbinsel, dessen Augit z. T. nicht grün, sondern gelb ist. — Sehr wichtig ist für die Lehre vom Mikrofelsit ein Vorkommen von holokristallinem Liparit und Obsidian vom Hlidarfjäll am Myvatn. Im Obsidian finden sich winzige Täfelchen von Mikrofelsit, die von dunklen Körnchen umrandet werden, und sich um Feldspate oder um Pseudosphärolithe ordnen; sie sind durchaus homogen, schwach licht- und schwach doppelbrechend. Das holokristalline Gestein ist tridymitreich und durchaus allotriomorph-körnig, also wohl sekundär entglast. Hier sind nun dieselben Mikrofelsittäfelchen mit derselben Umrandung durch dunkle Körner und in denselben Verbandverhältnissen mit Feldspat und Pseudosphärolithen ebenfalls in Pseudosphärolithe mit optisch positiven und optisch negativen Strahlen umgewandelt.

Von den jüngeren Liparitströmen ist der Hrafnatinnuhraun wohl einige 100 Fuß mächtig. Der Markaflot durchbricht seinen westlichen Rand und entblößt 40—50 dänische Fuß eines hell- bis rötlichgrauen Gesteins, das nach oben in eine 10 Fuß mächtige Obsidiankruste übergeht, die von einer 2—3 Fuß mächtigen Bimssteinlage überdeckt wird. Der Strom kommt nicht, wie ZIRKEL angibt, vom Hekla, sondern von einem unbekannten Krater in der Nähe des Torfajökull. Der plattige Liparit zeigt Einsprenglinge von zwillingsgestreiftem korrodiertem Feldspat (Plagioklas oder Anorthoklas) und Augit, sowie leistenförmige Zwillinge von Sanidin, der nie korrodiert ist, in einem glasgetränkten Mikrolithenfilz aus Feldspattäfelchen und -Leisten mit etwas Augit und Erzpartikeln. Akzessorisch sind Zirkon und Apatit, in Poren Tridymit. Wird die Glasbasis reichlicher, dann führt sie Globulite. — Nördlich vom Torfajökull liegt der Domadalshraun, der zweiarmige Namshraun, der aus einer 400—500 Fuß breiten Spalte im alten Liparitgebirge nach beiden Seiten überquillt, und der Laugahraun. Im Namshraun sind die Einsprenglinge Plagioklas und Augit, vereinzelt Biotit und spärlich Olivin (Bronzit SCHMIDT's) in Stengeln. Die Grundmasse ist hyalopilitisch (ein glasgetränkter Mikrolithenfilz, wie am Hrafnatinnuhraun) bis vitrophyrisch. — Sehr ähnlich ist die Struktur und Zusammensetzung der andern Ströme, doch verschwindet aus der Grundmasse des Laugahraun die Glasbasis beinahe vollständig. —

Einen eigenartigen Nevadittypus der isländischen Liparite stellen die von THORODDSEN gesammelten und von BÄCKSTRÖM als Granophyre beschriebenen Gesteine von Máfahlid an der Nordküste der

Snäffelshalbinsel auf Island dar. Das äußerlich einem miarolitischen Syenit oder vielmehr Sanidinit gleichende Gestein bildet eine große Einlagerung im Basalt. Plagioklas, Erze, Zirkon und Apatit nebst wenig hellgelbem Glimmer sind die Ausscheidungen der ersten Generation. Um jeden Plagioklas herum findet sich ein Orthoklasmantel und dann ein Granophyrkranz, dessen Feldspat mit dem Kernindividuum parallel orientiert ist. Granophyraggregate ohne Kern scheinen gar nicht vorzukommen. Der Plagioklas ist korrodiert und infolgedessen mit Quarz durchwachsen; er führt Glaseinschlüsse, während der Orthoklas und Quarz nur Flüssigkeiten einschließen. — Hierher gehört auch der nur in losen Blöcken auftretende Krablit vom Krater Viti am Krabla bei dem Myvatn, den bereits Preyer und Zirkel (Reise nach Island p. 17), Schirlitz (T. M. P. M. 1882. IV. 418), Bréon (l. c.) und Brögger (Bihang till Vet.-Akad. Handl. XII. No. 21. 1886. Stockholm) beschrieben haben. Die farbigen Gemengteile sind hier graugrüner Augit in langen Säulen und oft mit titanhaltigem Magnetit inkrustiert, wenig dunkler Biotit und Hornblende. — Ein anderes, noch mehr dem Tiefengesteinstypus sich annäherndes Vorkommen entdeckte Thoroddsen in losen Blöcken bei Ljosargil im Breiddal. Helland fand ein dem Mafahlider sehr ähnliches Vorkommen als mächtigen Stock am Endalausadalstindr im SO. Island (der Biotit ist hier durch grüne Hornblende ersetzt, auch etwas Titanit vorhanden), und in Gängen, die Basaltformation durchsetzend, bei Pápos und Svinhóllar.

Der Pechsteintypus der isländischen Liparite wurde von Schirlitz und C. W. Schmidt beschrieben. Das gelbliche bis bräunliche Glas ist um die Magnetite und Pyroxene herum in einem schmalen Wachstumshofe entfärbt. Trichitische Gebilde fehlen ganz, Sphärolithe und globulitische Körnelung sind selten. An mikroskopischen Lagerungen im Gestein finden sich sekundäre, allotriomorph-körnige, kryptokristalline Aggregate.

Danach ist für die isländischen Liparite in allen ihren Gestaltungen das fast vollständige Fehlen des Sanidins und des Biotits unter den Einsprenglingen und die Neigung zu andesitischen Strukturformen charakteristisch. Schon Bäckström erklärte dieses Verhalten durch ihren hohen Gehalt an Na_2O und CaO und ihren geringen Gehalt an SiO_2 (weniger als 70%), sodann durch ihre Neigung zur Obsidianbildung, der auf allen Strömen die Kruste darstellt. Sie repräsentieren einen eigentümlichen Übergangstypus nach den Daciten und Andesiten hin in voller Übereinstimmung mit ihrer geologischen Stellung.

Comendite und Quarzkeratophyre.

Die Comendite und Quarzkeratophyre stellen die normalen Ergußformen der alkaligranitischen Magmen dar und verhalten sich zueinander ähnlich wie die Liparite und Quarzporphyre. Allerdings ist es bei der weit geringeren Verbreitung dieser Typen und bei dem weit größeren

Wechsel innerhalb der femischen Gemengteile zur Zeit noch nicht möglich, für jede neovulkanische Ausbildungsform auch eine entsprechende paläovulkanische nachzuweisen und umgekehrt. Auch das Auftreten der bestbekannten Quarzkeratophyre in stark gefaltetem Gebirge und die dadurch bedingten Verschiedenheiten des äußeren Habitus und der Struktur erschweren eine gemeinsame Behandlung.

Als Typus der Comendite betrachten wir das von S. Bertolio entdeckte und beschriebene Gestein, welches in der Umgebung von Comende im nordwestlichen Teil der Insel San Pietro an der Südwestküste von Sardinien einen Flächenraum von 700 Hektaren einnimmt, von Pechsteingängen durchsetzt und von trachytischen Tuffen umgeben. In einer grünlich- oder gelblichweißen, auch blaugrauen, sich rauh anfühlenden Grundmasse liegen nach Bertolio kleine Einsprenglinge von Sanidin, Quarz und etwas Ägirin. Die Grundmasse zeigt wenig ausgesprochen mikrolithischen Charakter und enthält viel schwammigen Quarz und negative Sphärolithe. Der Ägirin wird gelegentlich von Hornblende und einem blauen Amphibol der Arfvedsonitreihe, der Sanidin von etwas gestreiftem Feldspat begleitet. Zirkon, Magnetit, Titanit und Tridymit sind die Neben- und Übergemengteile. Nach d'Acchiardi, der an dem Amphibol die Formen (110) (010) (001) ($\bar{1}11$) beobachtete, schneiden sich die stark gestreiften Flächen des Prismas unter wenig mehr als 123°. In den Gesteinsproben, die ich der Freundlichkeit Bertolio's verdanke, besteht die holokristalline mikrogranitische, z. T. auch granophyrische und mikropoikilitische Grundmasse aus ungestreiftem, kurz leistenförmigem Feldspat und Quarz. Die kleinen Einsprenglinge von natronreichem, oft mikroperthitischem Sanidin und etwas Albit sind tafelförmig nach M, der Quarz bildet gerundete Dihexaëder. Neben schwammigen Lappen von Arfvedsonit und Ägirin zeigen sich Blättchen eines ganz gebleichten Glimmers, der aber nach den Ausscheidungen von Titanoxyden, die er enthält, sicher Biotit war. Ainigmatitblättchen und ein grünlichbraunes Amphibolmineral mit sehr schwacher Doppelbrechung sind nur lokal vorhanden. Von den Nebengemengteilen ist auch der Apatit in kleiner Menge nachgewiesen. In einem Präparate fanden sich zahlreiche isotrope, braunrot durchsichtige, stark lichtbrechende Körnchen, vielleicht Pyrochlor. — Nach Bestand und Struktur haben somit die Comendite ihre nächsten Verwandten in den Paisaniten, ebenso wie die Nevadite in den eigentlichen Granitporphyren, die Liparite in den Alsbachiten, die Pantellerite in den Quarztinguaiten.

Südlich von Pozzo maggiore im Tale des Sa puntigia fand Deprat mikrogranitische Quarztrachyte, die dem Comendit sehr ähnlich wären und einen, fast ganz zu Eisenoxyden umgewandelten braunen Amphibol führen.

Wahrscheinlich gehört auch ein Teil der von H. Förstner als Liparite bianca von der Insel Pantelleria beschriebenen Gesteine zum Comendit. Ein mir vorliegendes Handstück von der Nordseite des Bagno dell'Acqua zeigt Einsprenglinge von Anorthoklas, wenig Quarz,

Ägirinaugit und arfvedsonitischen Amphibol in holokristalliner Grundmasse mit nur spärlichem Gehalt an Ägirin, Amphibol und Biotit neben stark vorherrschenden, schlanken Feldspatleisten und etwas Quarz.

Zu den Comenditen gehören auch die eigentümlichen quarztrachytischen Ergüsse, welche A. Osann von dem Fort Davis im westlichen Texas beschrieb. Die sehr spärlichen farbigen Gemengteile bestehen aus einem grünen Pyroxen (wahrscheinlich Ägirin) und Flecken von Eisenerzen, die vermutlich aus einem schwammigen Amphibolmineral hervorgingen. Die Grundmasse von paisanitähnlichem Charakter baut sich aus kurz leistenförmigem Feldspat und Quarz auf, dessen Individuen auf weitere Strecken hin parallel orientiert sind. Sehr ähnlich sind die Vorkommnisse vom Muerto Spring und vom Ranch Crows Nest in demselben Gebiete.

Die erste Schilderung des Comendittypus lieferte O. Mügge an Gesteinen des Massai-Landes. In einer Schlucht südlich vom Naiwasha-See bildet grauer bis blaugrauer Comendit mit holokristalliner und mit sphärolithischer Grundmasse 100 Fuß hohe Wände. Der farbige Gemengteil ist ein, auch in den Poren des Gesteins aufgewachsener, blauer Arfvedsonitamphibol (Riebeckit?). In einem nahe verwandten Gesteine von dem See Naiwasha erscheint neben dem blauen auch brauner Amphibol, in dem die angenähert parallel zur Prismenachse schwingenden Strahlen tiefbraune Farbe mit Stich ins Grüne oder Blaue, die dazu senkrecht schwingenden braungelbe Farbe mit Stich ins Violette haben. Die sehr geringe Durchsichtigkeit erlaubte keine Bestimmung der Auslöschungsschiefe. In dem blauen Amphibol ist der ungefähr mit der Prismenachse parallel schwingende Strahl tiefblau mit grünlichem oder violettem Ton, der dazu senkrecht schwingende grüngraugelb, zuweilen auch graugelb mit violettem Stich, oder graublau in lavendelblau geneigt. Die starke Bissektricendispersion läßt in keiner Stellung zwischen gekreuzten Nicols volles Dunkel eintreten. Außerdem findet sich eine sehr tief rotbraun gefärbte, fast undurchsichtige Substanz in Lappen, welche bei starker Doppelbrechung gegen eine unvollkommene Spaltung unter etwa 30° schief auslöscht. Das Mineral dürfte zum Ainigmatit oder Cossyrit gehören oder ihm doch jedenfalls nahestehen, womit die starke Doppelbrechung allerdings nicht stimmt. Die Struktur des Gesteins wird mit der der Phonolithe und Akmittrachyte verglichen. — Ebenso gehört hierher wohl ein von Lenk beschriebenes Vorkommen mit demselben blauen Amphibol von dem Ngorongoro in Deutsch-Ostafrika. — Auch Prior untersuchte Quarz- und Riebeckit-reiche Comendite vom See Naiwasha und vom Dönjo Buru, südlich von Gilgil.

Aus dem Somali-Lande beschrieben A. Lacroix, de Gennes und Bonard zuerst typische Comendite, welche von Basalten (? Trachydoleriten) überlagert werden. Neuerdings hat H. Arsandaux eine zusammenfassende und sehr interessante Bearbeitung der Eruptivmassen des Afar-Landes an der Somalikküste gegeben. Dieses Gebiet stellt ein Senkungsfeld von der Gestalt eines Dreiecks dar, dessen Ecken von

den Städten Massaua, Ankober und Berbera gebildet werden. Es wird im Westen von dem abessynischen, im Süden von dem Somali-Plateau, im Osten vom Meere begrenzt und bildet eine Fortsetzung des ostafrikanischen Grabens. Porphyrische und doleritische Basalte, Pantellerite, Comendite, Trachyte und Phonolithe liefern die Eruptivmassen des Gebietes. Die ältesten Effusionen sind die doleritischen Basalte. Sie überlagern Sandsteine und Kalke, von denen die letzteren nach ihrem Fossilinhalt zum Kimmeridge und mittleren Hauptoolith gehören. Darauf folgen die Pantellerite und Comendite, die ihrerseits wieder von porphyrischen Basalten überflossen sind. Die Comendite des Afar-Landes treten in Kuppen und Decken auf und sind in zwei Typen mit recht verschiedenem Habitus ausgebildet. Die Kuppengesteine enthalten in einer meistens rötlichen Grundmasse Einsprenglinge von Quarz, von schillerndem Natronorthoklas und Anorthoklas nebst gelegentlichen Eisenglanzblättchen ohne andere farbige Gemengteile. In dem zweiten Typus mit grauer, grünlicher oder bläulicher, oder in diesen und rötlichen Farben gebänderter Grundmasse von bald trachytoidem, sehr oft hyalinem Charakter sind die Einsprenglinge von Natronorthoklas und unverzwillingtem Anorthoklas, sowie von Quarz spärlicher und zu ihnen gesellen sich Ägirin und Riebeckit. Die glasigen Grundmassen sind reich an Mikrolithen und Sphärolithen von Feldspat und führen auch quartz globulaire; die femischen Gemengteile häufen sich gern in den dunkleren, oft lithophysenreichen Lagen, die dadurch sich dem pantelleritischen Habitus annähern. In diesen Gesteinen treten Lagen von holokristalliner Struktur und gröberem Korn auf, worin Feldspatsphärolithe mit Kernen von Ägirinnadeln und äußeren Hüllen von Quarz, sowie granophyrische Aggregate liegen, in denen parallel geordnete Feldspatmikrolithe von Quarz, nicht wie es sonst der Fall ist, parallele Quarzindividuen von Feldspat verkittet werden. Das ist also ein lagenförmiger Wechsel von vitrophyrischer, mikrogranitischer und granophyrischer Struktur. — Rein mikrogranitische und granophyrische Comendite, welche am Morne Rouge bei Obok und am Kap Covati bei Djibuti bedeutende Massen bilden, nennt Arsandaux »microgranites«. Ihre Alkalipyroxene und Alkali-Amphibole sind oft schwammig mit Feldspat und Quarz durchwachsen, wie in den Paisaniten. — Diesen Typen schließen sich wohl auch die von Rosiwal beschriebenen Gesteine der Gegend von Ankober an.

M. Weber bespricht graue porose Comendite, die in sphärolithischer und granophyrischer Grundmasse Einsprenglinge von Quarz, Sanidin, Anorthoklas, Ägirinaugit, Ägirin, blauem Amphibol mit positivem Charakter der Prismenzone und bis zu 16° Auslöschungsschiefe in dieser, nebst Cossyrit enthalten von der Nordspitze des Abassi-Sees im nordöstlichen Teil des ostafrikanischen Grabens. Die Pyroxene und Amphibole erscheinen auch in der Grundmasse in strahligen Aggregaten. Außerdem enthält seine Arbeit viele kurze Angaben über liparitische Gesteine, ihre Gläser und Tuffe, welche auf der O. Naumann

und von Erlanger Expedition nach Ostafrika und Abessynien 1900 bis 1901 gesammelt wurden.

Ob hierher auch ein von d'Ossat und Millosevich beschriebenes grünes Porphyrgestein mit Einsprenglingen von Quarz, Orthoklas und Augit von den Hügeln Arabchi Noladdéje im Somali-Lande gehören, muß zunächst unentschieden bleiben.

Daß auch in dem Gebiete des Tsad-Sees, von wo wir Alkaligranite kennen, der Comendit erscheint, zeigt die Beschreibung eines Rhyolite à aegirine von H. Hubert von dem Mayo Kabi, einem aus dem See Tuburi kommenden Zuflusse des Benue, 20 km unterhalb des großen Wasserfalles von M'Bourao.

F. Bier untersuchte lichtgrünlichgraue Comendite von der Halbinsel des Djebel Ishan in Südarabien, die von der Halbinsel von Aden durch die Tauwahi-Bucht getrennt wird und die sich also unmittelbar an die Vorkommnisse des Afarlandes anschließen. Sie enthalten Einsprenglinge von Sanidin mit symmetrischer Lage der optischen Achsen und Ägirinaugit in einer mikrogranitischen Grundmasse aus Feldspat in kurzen Leisten und isometrischen Kristallen, welche durch Quarz verkittet und von Mikrolithen des Ägirins und Ägirinaugits, sowie von reichlichen Schüppchen von Riebeckit begleitet werden. Manche dieser Gesteine sind recht quarzreich, andere enthalten nur wenig Quarz und führen hinüber zu den Trachyten. Bier ist geneigt, alle diese Gesteine wegen des Fehlens der Quarzeinsprenglinge zu den Trachyten zu stellen und erinnert daran, daß bei holokristalliner Ausbildung vieler typischen Trachyte Quarz sich in der Grundmasse bilden müßte und zwar besonders dann, wenn die farbigen Gemengteile den Alkalipyroxenen und Alkaliamphibolen angehören. Typischen Comendit, der dann auch ärmer an den femischen Komponenten und heller gefärbt ist, beschreibt er vom NO-Kap, Ass'es Ear auf der Halbinsel Ishan, wo er unter fast horizontal gebankten roten Trachyten erscheint. — Ein Vitrophyr dieses Gebietes, der Sanidin, Anorthoklas und einen grünen Pyroxen in lichtgrünlichgelb durchsichtiger Glasbasis enthält, scheint den Pantelleriten nahe zu stehen. Die roten Trachyte enthalten in wechselnden Mengenverhältnissen Einsprenglinge von Sanidin und Andesin, stellenweise auch von basischem Labradorit nebst schwach grünlichem Augit und Olivin in einer holokristallinen Grundmasse aus leistenförmigem oder auch isometrischem, als Sanidin und saurer Plagioklas angesprochenem Feldspat mit Augit, Magnetit und Apatit. Die rote Farbe rührt von Limonit her. Verfasser möchte diese Gesteine noch zu den Alkalitrachyten stellen; sie haben nach der Beschreibung ihre nächsten Verwandten wohl in den Trachy-Andesiten, sog. Andesiten des Siebengebirges.

Holokristallinen Comendit mit granophyrischer Grundmasse, dessen farbiger Gemengteil Ägirinaugit ist, beschreibt H. S. Washington von der Iskagan-Bai am Behringsmeer in Ostsibirien.

Die von Arsandaux und Bier geschilderten Gesteinstypen erinnern

in manchen Punkten an die von O. C. Farrington untersuchten Gesteine aus der Umgebung von Durango in Mexiko. So muß ein grauer Liparit von Ciudad de Rocas mit tief roten Flecken und Striemen, die von Eisenoxyd herrühren, nach Beschreibung und Analyse ein neovulkanischer Quarzkeratophyr sein. Dunkle Gemengteile werden nicht angegeben, wohl aber Magnetit. — Am Cerro de Mercado fand Farrington auf der Nordseite des bekannten Eisenberges, dessen Erz der Hauptsache nach Eisenglanz ist, wenn schon das Vorkommen von Martit in Kristallen auf eine Beimengung von Magnetit deutet, quarztrachytische Breccien, während auf der Südseite kompakte Quarztrachyte anstehen. Diese haben hellgraue Farbe und rauhes Gefüge und führen Einsprenglinge von Quarz und Feldspat in etwa gleicher Menge. Die Feldspate zeigen, besonders bei Befeuchtung, ein mondscheinartiges Opaleszieren und sind fast durchweg Einzelindividuen von Natronsanidin. Dunkle Gemengteile fehlen, während auch hier Magnetit vorhanden ist. Die Grundmasse besteht aus einer mikrokristallin entglasten Basis. — Näher an den Eisenberg heran wurde ein chokoladebraunes, dichtes, nicht poroses Gestein gefunden mit leistenförmigen Einsprenglingen von Feldspat und fast ohne solche von Quarz. Neben dem Orthoklas kommt hier ein zwillingsgestreifter Feldspat häufiger vor als in dem grauen Quarztrachyt. Der einzige dunkle Gemengteil ist Hypersthen in Körnern. Die Grundmasse ist z. T. glasig, z. T. entglast und ganz mit rötlichem Staube erfüllt. Die Gesteine sind spät-tertiär.

Eine nicht unbeträchtliche Verbreitung hat nach H. J. Jensen der Comendit in den East Moreton- und Wide Bay-Distrikten von Queensland, wo er zusammen mit Alkalitrachyten und Pantelleriten auftritt. Mount Byron, die Glass-House Mountains und Mount Coolum bei Pt. Arkwright sind die Hauptfundorte. Die allenthalben sehr dichten Grundmassen sind vorherrschend holokristallin und bestehen aus isometrischem, nur selten leistenförmigem Feldspat mit Quarzkitt, der sich sehr versteckt, aber durch die Analyse (zwischen 74% und 75%) sicher bewiesen ist. Als Einsprengling erscheint der Quarz nur am Mount Cooee und wird hier für einen Fremdling gehalten. Sanidin und Anorthoklas in isometrischer Ausbildung als Einzelindividuen und in Zwillingen nach Karlsbader und Bavenoer Gesetz, immer von geringer Größe, liefern allenthalben die Einsprenglinge und werden vorherrschend von Riebeckit in Stäbchen und Körnern begleitet, denen sich bisweilen Arfvedsonit oder Ägirin zugesellt. Cossyrit ist häufig und gern in lappigen Blättchen vorhanden, vereinzelt auch brauner Amphibol. Manche Grundmassen scheinen nach der Beschreibung sekundär allotriomorph-körnig zu sein und die Grundmasse eines Comendits vom Coolum Mountain bei Pt. Arkwright ist hypokristallin mit bläulicher Glasbasis.

Die Quarzkeratophyre.

Mit dem Namen Keratophyr belegte C. W. Gümbel (Paläolithische Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München. 1874. 43—48)

ein »sehr vielgestaltiges quarzführendes Orthoklas-Plagioklasgestein mit anscheinend dichter, hornfelsartiger, aber doch mehr oder weniger deutlich feinkristallinisch-körniger Grundmasse und darin eingesprengten Feldspatnädelchen von vorherrschend regelmäßigem, rectangulärem Durchschnitt nebst Putzen (nie Kristallen) von Quarz, Körnchen von Magneteisen, vereinzelten Blättchen braunen Glimmers und Spuren von zersetzter Hornblende.« Dasselbe tritt im Fichtelgebirge meistens in Vergesellschaftung mit den quarzitischen Schichtgesteinen der Phykodenschiefer in Lagergängen von bedeutender Ausdehnung zutage. Alle äußerlich noch so unähnlichen Modifikationen dieses Gesteins lassen sich bei aufmerksamem Verfolgen der Veränderungen im Fortstreichen deutlich als ineinander verlaufend und von einer gemeinschaftlichen Stammader ausgehend erkennen. Die extremsten Formen sind einerseits (Reizenstein) eine granitische Ausbildung, andererseits eine rein aphanitische ohne Ausscheidungen von Gemengteilen und von quarzitisch hornfelsartigem Aussehen. Zwischen diesen Extremen werden durch porphyrartige Glieder die Übergänge vermittelt. Chemisch sind diese Gesteine durch hohen Gehalt an Alkalien mit herrschendem Natron und stark zurücktretenden Prozentsatz von alkalischen Erden, sowie recht wechselnde Kieselsäuremengen charakterisiert. Um die Erforschung des Keratophyrtypus nach chemischer, mikroskopischer, wie geologischer Richtung hin hat sich dann K. A. Lossen die größten Verdienste erworben. Er stellte die Verbreitung dieses Gesteinstypus in den paläozoischen Gebieten von Sachsen, Westfalen, Nassau und besonders in verschiedenen Horizonten des Harzer Devons in der Umgebung von Rübeland, Elbingerode, Blankenburg und Hüttenrode fest und fixierte den Begriff des Keratophyrs als eines »paläoplutonischen Natronsyenitporphyrs«. Nach der in diesem Buche benutzten Terminologie definieren wir den Keratophyr als ein bald quarzfreies, bald quarzhaltiges, durch natronreiche Alkalifeldspate charakterisiertes paläovulkanisches Effusivgestein, welches bisher mit Sicherheit nur aus dem schiefrigen Übergangsgebirge bekannt wurde. Die Zugehörigkeit zu diesem gibt sich an allen untersuchten Vorkommnissen durch unverkennbare mechanische Deformationen der Gemengteile kund.

Die im folgenden gegebene Charakteristik der **Quarzkeratophyre** stützt sich z. T. auf die Schilderungen Gümbel's, Lossen's und die eigenen Beobachtungen an fichtelgebirgischen Vorkommnissen vom Alsenberge, Brücklesacker, Rosenbühl, Kautendorf und Neutauberlitz in der näheren und ferneren Umgebung von Hof, welche ich v. Gümbel's, von Lastau im Muldetal, welche ich Herm. Credner's, von Noyang, welche ich A. W. Howitt's und zahlreicher Harzer und westfälischer Fundorte, welche ich besonders Lossen's und Mügge's Liebenswürdigkeit verdanke. Letzterer lieferte eine grundlegende Studie über die westfälischen Vorkommnisse, die eine Sonderdarstellung der den Quarzporphyren parallel laufenden Abteilung der Quarzkeratophyre erst ermöglicht hat. Seiner Darstellung folge ich in den wesentlichsten

Punkten, indem ich die Lenneporphyre als den Typus der Quarzkeratophyre akzeptiere. Sehr zu bedauern ist es, daß in der inhaltsreichen Darstellung Mügge's nach meiner Auffassung der Unterschied der Verwitterungserscheinungen, der thermischen Vorgänge (Carbonat- und Erzbildung) und der Dynamometamorphose nicht hinreichend betont ist.

Die Lenneporphyre und ihre Tuffe wurden durch eine mustergültige Untersuchung v. Dechen's in die Literatur eingeführt und erregten sofort durch einen Fossilfund in ihren Tuffen (nicht wie man glaubte im kompakten Eruptivgestein) ein lebhaftes Interesse. Nach einer verfehlten mikroskopischen Untersuchung Mehner's hat sie Lossen und ich zum Teil und nun Mügge in ihrer Gesamtheit als Quarzkeratophyre erkannt. Es gibt solche, unter deren Einsprenglingen sich Quarz findet und solche, deren Quarz ganz in der Grundmasse steckt, ohne daß damit eine chemische Differenz verbunden wäre, und man kann ferner einsprenglingsreiche und einsprenglingsarme unterscheiden.

Die einsprenglingsreichen Quarzkeratophyre liegen vorwiegend auf dem Raume zwischen Kirchhundem, Hofolpe, Benolpe, Silberg, Brachtshausen, Jagdschloß Röspe, Wingerhausen und Würdinghausen. Die etwa 5 mm Durchmesser haltenden Einsprenglinge von Quarz und Albit werden begleitet von spärlichen, etwa 1 mm großen hexagonalen Blättchen eines lichtgrünlichen Glimmers und liegen in einer meist schmutzigroten, seltener weißlichen, dichten Grundmasse. Fluidalerscheinungen fehlen und Kugelbildungen sind selten, so bei Brachtshausen (mit einem Fuß Durchmesser) und im Bahneinschnitt bei der Pulvermühle unterhalb Jagdschloß Röspe im Edertale (hier hohl, außen mit flasrigem Sericit, innen mit schimmernden Sericitwärzchen überzogen und z. T. mit Mn-haltigem Eisenocker erfüllt). Die Quarzeinsprenglinge sind ganz gleich denen des Quarzporphyrs. — Die Albite (Orthoklas und Anorthoklas fehlen ganz) sind dicktafelig mit M, T, l, P und y als Begrenzung; oft verzwillingt nach dem Karlsbader Gesetz, stets nach dem Albitgesetz, auch z. T. mit gekreuzten Lamellen. Zerbrechungen und Verschiebung der Fragmente sind verbreitet. Zersetzung ist wenig wahrzunehmen; neben Glimmerbildung findet sich auf Spalten auffallend häufig eine Verdrängung durch Braunspat, dessen scharfe Rhomboëder oft mitten im frischen Albit liegen und die ihrerseits bei Verwitterung ockerigen Limonit liefern. Neubildungen von Albit, gern in stromartigen Bändern im alten Kristall sind nicht gerade häufig und lassen die Kristalle scheckig erscheinen. — Einschlüsse von Zirkon und Ilmenit sind häufig, dazu isotrope Nadeln, die sich parallel der Prismenachse ordnen und wohl Glas sind. — Der Glimmer ist gebleichter Biotit mit meist zu einer Umrißkante paralleler, bisweilen dazu senkrechter Lage der Ebene der optischen Achsen und mit einem Achsenwinkel, der kleiner ist als bei Muscovit und sehr klein werden kann. Einschlüsse von Anatas sind häufig, solche von Rutil selten; dieser liegt dann mit den Hauptachsen parallel

den Schlaglinien. — Pyroxene und Amphibole fehlen vollständig, ebenso Magnetit und Apatit. — Zirkon ist regelmäßig vorhanden, ebenso Ilmenit, in Leukoxen umgewandelt. Letzterer wird oft, zumal parallel den Absonderungen nach den R-Flächen, durch Sericit verdrängt. — Die Grundmasse ist kaum je ganz unverändert; es finden sich Spuren von Granophyrbildung, aber nicht um Quarz, sondern um Feldspataggregate in der Grundmasse, die ungestreift sind, also vielleicht Orthoklas. MÜGGE glaubt, daß diese Grundmasse ursprünglich wohl glasig und zwar bimssteinartig war; im heutigen Zustande besteht sie aus einem sehr fein allotriomorph-körnigen Gemenge von Quarz, Feldspat, Opal und vielleicht Tridymit, und ist überströmt mit Sericit-(?) oder Kaolin-(?) Blättchen. Die Gegenwart des Opals wird aus dem Umstande erschlossen, daß vielfach finger- bis handbreite Adern von Opal das Gestein durchziehen und sich, Bruchstücke desselben einschließend, zertrümern. — Fremde Einschlüsse, rund oder birnförmig, nie flatschig mit dem Keratophyr verwoben, sind häufig und gehören dem Grauwackenschiefer oder Tonschiefer an.

Die einsprenglingsarmen Quarzkeratophyre von Eichhagen, Hohenstein, Gallenberg, Rüblinghausen, Eisenhütte bei Olpe und von der Hardt bei Lüttringhausen sind nicht wesentlich von den einsprenglingsreichen verschieden. Farbige Gemengteile und Erze sind nur spurenweise vorhanden, Sphärolithe selten; einheitliche oder aus Sektoren aufgebaute Pseudomorphosen von Quarz und Feldspat nach Sphärolithen sind häufig. — Andeutungen von Aureolen um Quarz, Fluidalerscheinungen in der Grundmasse, positive und negative Sphärolithe mit z. T. erkennbar schiefer Orientierung des Interferenzkreuzes gegen die Fasern charakterisieren die dichten Quarzkeratophyre mit viel Einsprenglingen von der Albaumer Lei am Westabhang gegen Oberalbaum.

Felsokeratophyre nennt MÜGGE nach Analogie des TSCHERMAK-schen Felsitporphyrs die keinen Einsprenglingsquarz enthaltenden Gesteine nördlich von der Muldenlinie Attenborn-Elspe bei Wipperfürth, Meinerzhagen, im Ebbe-Gebirge und bei Pasel an der Lenne. Sie enthalten keinen Glimmer, sind deutlich fluidal und werden oft von klastischen und tuffigen Gesteinen begleitet. Ein graufleischrotes Vorkommen von Zeche Kupferberg, NW. Wipperfürth, führt oft hohle und mit Quarzkriställchen ausgekleidete sphärolithische Kugeln mit 2—3 mm Durchmesser und Einsprenglinge von Oligoklas-Albit, sowie spärlich Zirkon, Ilmenit und ganz vereinzelt Turmalin. Die im gewöhnlichen Lichte prachtvoll fluidale Grundmasse mit stark bestäubten Schlieren zerfällt zwischen gekreuzten Nicols in lauter Sphärolithe, deren Fasern z. T. durch die Flußbewegung des Gesteins abgelenkt, verbogen und gestört sind. Die Fasern der Sphärolithe sind meist optisch positiv und werden von MÜGGE nach Art des Mikrofelsits als ein saures Na-Al-Silikat gedeutet. Auf den Schieferungsflächen ist die Sphärolithstruktur sehr deutlich, nicht so auf Schnitten quer zur Schieferung des Gesteins;

auf der Flächeneinheit parallel der Schieferung zählte Mügge weniger als halb so viel Sphärolithe, als auf einer solchen senkrecht zur Schieferung und hier waren sie linsenförmig. Ein solches Zahlenverhältnis gibt ein Maß für die Deformation, welche das geschieferte Gestein erfuhr. In demselben sind danach die Sphärolithe Ellipsoide, deren kürzeste Achse senkrecht auf der Schieferung steht. Wo die Durchschnitte der Sphärolithe elliptisch sind, liegt die lange Achse stets bei allen in derselben Richtung, aber das Längenverhältnis der Achsen des elliptischen Schnittes wechselte von 1 : 1 bis 1 : 2. — Auch in diesen Gesteinen ist die Sericit- und Karbonatbildung in den Feldspaten allgemein zu verfolgen.

Man erkennt, daß auch die anscheinend unveränderten massigen Quarzkeratophyre und Felsokeratophyre bereits einen gewissen Grad der dynamischen Umwandlung und der Verwitterung zeigen. Bringt man diese in Rechnung und denkt sie sich bald geringer, bald größer, so paßt die gegebene Beschreibung auch vollkommen auf die Quarzkeratophyre von Lastau mit ihren bereits von Rothpletz (Erläuterungen zu Blatt Langenleuba der geolog. Spezialkarte des Königr. Sachsen, S. 15, er nennt die Gesteine Quarzdioritporphyre) beschriebenen, durch wolkige Trübung tintenschwarz erscheinenden Feldspaten, auf die Quarzkeratophyre von Noyang in Australien,* deren Feldspate schon Howitt als Albit erkannte und deren Grundmassen teils mikrogranitisch, teils granophyrisch, teils sekundär holokristallin, z. T. deutlich mikrofelsitisch sind, auf viele fichtelgebirgische Vorkommnisse, auf die Quarzkeratophyre des Harzes und die herrlich frischen Quarzkeratophyre der Insel Bömmelö vor dem Hardanger Fjord an der Westküste Norwegens, welche granophyrische Grundmassen in zierlichster Ausbildung zeigen.

Nachzutragen zu Mügge's Beobachtungen wäre etwa nur, daß der Apatit nicht immer fehlt, daß Karbonate nicht allenthalben auftreten, daß die scheckigen Feldspate z. T. mikroperthitisch sind, und daß in einer Abart des Quarzkeratophyrs von Lastau statt des Biotits einzelne Nadeln und sternförmige Aggregate solcher von Limonit-

* Diese Gesteine treten nach den Beschreibungen von Howitt im Distrikt von Noyang, Omeo, Gippsland, Victoria auf. Derselbe liegt im Talgebiet des Tambo-Flusses am westlichen Abhang des 3000 Fuß hohen Mount Elizabeth, des höchsten Punktes einer Kette, welche nach N. von kristallinen und halbkristallinen Schiefern begrenzt wird, nach W. aus einem System unterpaläozoischer Schiefer und Sandsteine besteht, in deren Quarzgängen fast alle Goldgruben von Gippsland liegen, während nach O. und S. die Intrusivmassen des Buchan- und Snowy River-Distrikts sich anschließen. Die Quarzkeratophyre werden von Howitt Quarzporphyrite und Quarzglimmerporphyrite genannt; sie durchsetzen gangförmig ein Quarzglimmerdioritmassiv und dessen hornfelsartig veränderten Schiefermantel (S. 300) und scheinen auch als Randfacies des Tiefengesteines vorzukommen. Dieselben ähneln makroskopisch z. T. in hohem Grade den westfälischen Quarzkeratophyren, und lassen deutliche Spuren von Druckwirkungen erkennen. Die Quarzdihexaëder derselben zeigen zwischen gekreuzten Nicols die zwillingsartige Streifung parallel den Projektionen der Rhomboëderflächen auf die Schnitte, welche bei manchen Quarzporphyren (cf. S. 749) erwähnt wurde.

Pseudomorphosen nach einem Fe-reichen Gliede der Pyroxen- oder Amphibolfamilie auftreten. — Bei etwas geringerem Kieselsäuregehalt ist die Grundmasse auch wohl mikrolithisch (Mühlenthal bei Elbingerode a. H. und Alsenberg bei Hof im Fichtelgebirge), wie das ja auch bei den Quarzporphyren angegeben wurde. — Ob die heute sekundär holokristalline Grundmasse ursprünglich glasig oder mikrofelsitisch war, ist kaum mit Sicherheit zu entscheiden; ich würde mich vielfach für die zweite Möglichkeit entscheiden, besonders wegen des Mangels perlitischer Absonderung. — Als Intrusivlager in den älteren kristallinen Schiefern des Maschwitzberges bei Habstein im nördlichen Böhmen schildert H. V. Graber einen im frischen Zustande lichtgrauen, im unfrischen roten, mehr oder weniger stark dynamometamorphen Quarzkeratophyr mit zahlreichen bis zu 4 mm großen Einsprenglingen von Quarz und reinem Albit ohne Spur von Ca und K, während in der Grundmasse neben Albit auch Orthoklas vorhanden ist, dessen Körnchen auffallenderweise oft eine äußerst zarte Verwachsung mit einem Ca-haltigen Plagioklas erkennen lassen.

Für die weitere Verbreitung der Quarzkeratophyre in Europa liefern Belege das von C. von John beschriebene Vorkommen in triadischen Schichten von Požoritta in der Bukowina und die in der englischen Literatur vorliegenden Angaben. So beschreibt Hatch Quarzkeratophyre mit scheckiger Felderteilung der Albiteinsprenglinge (solche von Quarz fehlen) und mit Spuren von Titanit, Chlorit und Erzen aus der Grafschaft Wicklow in Irland, $^1/_4$ mile W. von Brittas Bridge, 7,5 miles W. von Rathdrum und andern Orten derselben Gegend. Sie sind hier nicht scharf von den Quarzporphyren geschieden, mit denen sie assoziert sind. — Ebenso möchte ich annehmen, daß die sauren, als Rhyolith-Laven und Nodular Rhyolites von Harker beschriebenen Ergußgesteine von Bala-Alter in Caernarvonshire — ich kenne die Arbeit nur aus dem Referat Mügge's in N. J. 1890. II. 261 — zu den Quarzkeratophyren gehören und zwar zu den stark dynamometamorphen. Nach der Berechnung der leider nicht mitgeteilten Analysen bestehen sie aus 41 Quarz, 24 Orthoklas, 19 Albit, 15 Pinit-artige Substanz, 1 Magnetit. Mich bestärkt in dieser Annahme ihre geologische Beziehung zu Riebeckit-führenden und Augit-führenden Granitporphyren und die Tatsache, daß mir Quarzkeratophyr-Handstücke von Snowdon vorliegen, die ich Herrn Bonney's Freundlichkeit verdanke. — B. Hobson beschreibt mikrogranitischen Quarzkeratophyr aus dem südlichen Teile der Insel Man in Gangform. — F. R. Cowper Reed fand Keratophyre in Pembrokeshire bei Goodwick, Carn Gelli u. a. O.

Einen typischen, prachtvoll sphärolithisch entwickelten Quarzfelsokeratophyr mit scheckigen Feldspateinsprenglingen stellt das lakkolithisch in Essexitporphyrit und Rhombenporphyrdecken intrudierte Gestein von Bragernäsåsen bei Drammen vor, das einen Teil von Brögger's großer Sammlung des Christianiagebiets bildet. Ebenso rechne ich hieher den Quarzporphyr von Gampåsen am Glitrevand im Kirchspiel Lier und die zentralen Massen des gemischten Ganges von der kleinen

Insel Torvöskjaer bei Hövik, SW. von Christiania, dessen randliche Teile ein trachydoleritisches Gestein bildet. Vielleicht darf man ferner hier anschließen den mikrogranitischen Paläoliparit Brögger's von der großen eingesunkenen Scholle bei Lindum im Kirchspiel Skouger, SO. von Drammen, wenn man die neben Orthoklas spärlich auftretenden Pseudomorphosen von Eisenoxyden, die einen Kern von Karbonaten umschließen, auf ursprünglichen Alkaliamphibol beziehen darf. — Aus Schweden möchte ich den Dalaporphyr von Särna zu den Quarzkeratophyren zählen. Er enthält Einsprenglinge von Biotit, Albit, scheckigem Orthoklas und Quarz in einer sekundär allotriomorphkörnigen Grundmasse aus Feldspat und Quarz.

Nach J. Morozewicz bilden rötliche bis gelbliche Quarzkeratophyre mit Einsprenglingen von Quarz und von Albit in Roc-tourné Zwillingen in sphärolithischer und mikrogranitischer Grundmasse, oder panidiomorphkörnig und dann ohne Einsprenglinge das Hauptganggestein des Magnetberges im südlichen Ural. Auch diopsidischer Augit bildet Einsprenglinge und ebenso finden sich in der Grundmasse Säulchen und Körner von hellgrünem Pyroxen neben gelben Biotitblättchen, Magnetitkörnern und Hämatitstaub.

Sehr wichtig ist die Angabe von Deprat über das Vorkommen von bis 0,5 m mächtigen Gängen eines dunkelgrauen bis dunkelblauen mikrogranitischen Porphyrgesteins, welches in äußerst dichter Grundmasse spärliche Einsprenglinge von Quarz und Anorthoklas und sehr zierliche Mikrolithe von Ägirin, bisweilen begleitet von Riebeckit, enthält. Diese Gänge setzen auf in den gewaltigen Massen von Alkalitiefengesteinen, welche sich nördlich von Evisa in Korsika von der Rivière de Porto bis zum Capo alla Cuculla erstrecken und in den gleichen Gesteinen aus dem oberen Talabschnitt der Ficarella bei Bonifacio im nordöstlichen Teil des Blattes Vico, die sich bis ins Taïtatal verfolgen lassen. Diese beiden Gebiete verfließen ineinander unter der mächtigen Decke von permischen Quarzporphyren, welche sich in ein weites vorpermisches Tal in den älteren Alkaligesteinen ergossen haben. Die Bedeutung dieses Vorkommens liegt darin, daß es das erste Beispiel für das Auftreten der Alkalipyroxene und Alkaliamphibole in den Quarzkeratophyren liefert. In den mir vorliegenden, von Herrn Dr. Freudenberg gesammelten Handstücken von der Straße Vico-Evisa und mehreren Punkten des Golotales zeigte nur eines neben zahlreichen sehr schlanken Diopsidnadeln auch spärlichere von Ägirin; ein anderes enthält nur lichtgrünen Biotit als farbigen Gemengteil, während in den meisten Fällen nur Chloritfetzen und Eisenerze als Andeutungen früherer farbiger Mineralien vorhanden waren. Die Grundmasse ist mikrogranitisch in dem Quarzporphyr von der Straße Vico-Evisa, sphärolithisch und sekundär holokristallin in denen aus dem Val di Golo. Ein Handstück von dort erwies sich als quarzarm und die Grundmasse besteht fast ausschließlich aus langgestreckten Feldspatleisten.

S. Weidman beschrieb einen Quarzkeratophyr von roter Farbe

aus dem huronischen Quarzit des südlichen Zentral-Wisconsin (Baraboo), welcher am Kontakt zu Sericitschiefer geworden ist. — In dem Neponsettale bei Boston, Mass. treten nach Fr. Bascom Quarzkeratophyre und Tuffe derselben in Begleitung von basaltischen Gesteinen auf, die nach ihrer chemischen Zusammensetzung zu den Trachydoleriten gehören dürften. — Bei Charlotte in Mecklenburg Co., N. C., setzt nach Th. L. Watson ein bis zu 25 Fuß mächtiger Gang von fast weißem Quarzkeratophyr mit leisem Stich ins Grünliche auf, der in sehr dichter z. T. mikrogranitischer, z. T. granophyrischer Grundmasse aus Orthoklas, Albit und Mikroklin, kleine Einsprenglinge von Quarz, gestreiftem und ungestreiftem Feldspat enthält, die oft durch dicht gedrängte dunkle Einschlüsse opak werden, wie die Tintenfeldspate Lossen's aus den Keratophyren von Lastau. Auf der Bruchfläche des Gesteins zeigen sich schmale dunkle Streifen oder rundliche Flecken von mattschwarzer Farbe, die von Fe- und Mn-Oxyden herrühren. Aus der Struktur des Gesteins ergibt sich keine Erklärung für die eigentümliche Anordnung der färbenden, vom Verf. für sekundäre Infiltrationen gehaltenen Oxyde. Wegen der fleckigen Beschaffenheit nennt Watson dieses Gestein Leopardit. Dieselbe Eigentümlichkeit zeigen Vorkommnisse aus dem Montgommery Co. und Lincoln Co. in Nord-Karolina. — Iddings beschreibt Quarzkeratophyre von Llano in Texas, in deren Grundmasse Albit und Mikroklin (? Anorthoklas) in etwa gleicher Menge auftreten.

Jackett beschreibt Gänge von Quarzkeratophyren aus der Nähe des Mentherungee Silver Field in Neu-Südwales, die in fleischfarbiger mikrogranitischer Grundmasse Einsprenglinge von Quarz und von Plagioklas führen. Nach dem spez. Gew. = 2,51 müßten die Gesteine wohl hypokristallin sein. Sie werden begleitet von schokoladebraunen, sphärolithischen »Pechsteinen«, die aber nur 1,60% Wasser haben. Interessant ist, daß diese fast frei von Na_2O sind, während die Quarzkeratophyre nur sehr wenig K_2O besitzen. — Twelvetrees und Petterd untersuchten Keratophyre und Quarzkeratophyre vom Mount Reid und Umgebung an der Westküste von Tasmanien. Nach mir vorliegenden Proben zeigen sie die gleichen dynamometamorphen Phänomene wie die westfälischen Quarzkeratophyre. — H. J. Jensen gibt rötlichbraune Quarzkeratophyre mit Albit als Einsprengling und in der Grundmasse und mit Hornblende als femischen Gemengteil begleitet von Quarzporphyr aus Queensland vom Mount Delaney, Mount Archer und Mount Byron im Distrikt von East Moreton und Wide Bay an.

Man wird versucht, die von Al. Lagorio (Vergleichend petrographische Studien über die massigen Gesteine der Krim, Dorpat) als Meso-Liparite bezeichneten cretacischen Eruptivgesteine nach der von dem Verf. gelieferten Beschreibung und den mitgeteilten Analysen zu den Quarzkeratophyren zu stellen. Lagorio hält die Feldspate derselben trotz der widersprechenden Ergebnisse der Bauschanalysen (CaO = 0,73, 0,60, 0,41; K_2O = 0,81, 1,52, 1,13; Na_2O = 4,66, 5,01, 6,28) für orthotom, wesentlich weil sie nicht polysynthetisch verzwillingt

sind. Dieselben setzen im Neokom am Steilabsturz der Küste bei dem St. Georgskloster, 12 Werst südlich von Sebastopol in einer 3 km langen, bis zu 150 m hohen Klippenreihe auf. Mir liegen Proben vom St. Georgskloster und von dem Lakkolithen von Sharka zwischen Alouchta und Sebastopol vor, die in einer Grundmasse aus Albitleistchen und wenig Quarz kleine und spärliche Einsprenglinge von Feldspat und hellbraunem Biotit führen, der bei seiner Verwitterung ziemlich reichlich Anatas ausscheidet. In dem zweitgenannten Gestein ist der Feldspat stark in hellen Glimmer umgewandelt und Calcit in staubartiger Verteilung verbreitet.

Überblickt man die Gesamtheit der Quarzkeratophyre, deren Vorkommnisse sich noch beträchtlich vermehren würden, wenn man alle die als Soda-Rhyolithe und Soda-Felsite bezeichneten ihnen zuzählen dürfte, was man aber bei dem recht schwankenden Verhältnis von Kali und Natron in den Lipariten und Quarzkeratophyren nicht darf, und vergleicht sie mit den Comenditen, so fällt die Seltenheit der Alkaliamphibole und Alkalipyroxene in den Quarzkeratophyren auf. Dieser Unterschied bleibt auch dann noch bestehen, wenn man der in den paläozoischen Quarzkeratophyren wirksamer gewesenen Verwitterung Rechnung trägt und alle Pseudomorphosen von Eisenerzen, deren Form es erlaubt, auf ursprünglichen Ägirin und Arfvedsonit deutet.

Ganz besonders auffällig ist aber ein scheinbarer geologischer Widerspruch. Während alle Comendite in zweifelfreien Gebieten der Alkalimagmen auftreten, begegnen wir den keratophyrischen Gesteinen Deutschlands vorwiegend in Gebieten der Kalkalkaligesteine, so im Harz, im Muldetal und im Fichtelgebirge. Die Sache liegt anders im Rheinlande. Ich glaubte wohl dieses Dilemma dadurch lösen zu können, daß ich mir die große Schwierigkeit vergegenwärtigte, die basischen Effusivformen der gabbroiden und der essexitischen Magmen voneinander zu unterscheiden. Es ist höchst erfreulich zu konstatieren, daß auch O. H. Erdmannsdörffer und L. Finckh (Monatsber. der D. G. G. Bd. LIX, Nr. 2, 1907) der Sache ihre Aufmerksamkeit zuwenden. Sie unternehmen es, eine noch weitere Verbreitung von Alkaligesteinstypen und der für diese charakteristischen Gemengteile im Harz und verwandten Gebieten darzutun. Aber damit wird die Schwierigkeit nicht behoben, die in dem Zusammenauftreten der sonst so streng getrennten Gesteinssippen in ein und derselben geologischen Provinz liegt. Einen andern Erklärungsversuch wird man in dem Abschnitt über die Ergußgesteine von lamprophyrischem Charakter finden.

Die Pantellerite.

Als **Pantellerit** hat Förstner ein in beträchtlicher Ausdehnung auf der Insel Pantelleria vorkommendes, an der Grenze der Liparit- und Trachytreihe stehendes Gestein beschrieben. Dasselbe nimmt einen Flächenraum von etwa 40 qkm ein und gruppiert sich, stromartig aus

45 Vulkanzentren ergossen, um ein älteres »Andesit«-Gebirge. Bei durchweg porphyrischer Struktur von trachytischem oder glasigem Habitus zeichnet es sich habituell durch spangrüne Farben aus und ist oft braun gefleckt. Es werden vier Hauptausbildungsformen unterschieden: 1. Die Grundmasse ist vollkommen trachytisch, aber sehr feinkörnig und besteht aus einem äußerst zierlichen Gewebe von Feldspat und grünlichem Augit, in welchem Einsprenglinge von Anorthoklas, schwach pleochroitischem Augit und Cossyrit liegen; — 2. bei glasigem und porphyrischem Habitus besteht die Grundmasse aus wenig spangrün durchsichtiger Glasbasis mit zahlreichen Mikrolithen von Feldspat und Augit, weniger von Cossyrit; die Einsprenglinge sind die gleichen; — 3. bei reichlicher Glasbasis treten nur spärliche Mikrolithe von Augit und Cossyrit und die obengenannten Einsprenglinge auf. — 4. Pantelleritbimsstein. — Das Gestein wäre somit in holokristallin-porphyrischer, hypokristallin-porphyrischer und vitroporphyrischer Ausbildung bekannt; es fehlten dagegen die mikrofelsitischen Strukturformen. — Chemisch wäre als charakteristisch hervorzuheben der zwischen 66,8 und 72,5% schwankende Kieselsäuregehalt, welcher also bald bis etwa zu dem der Trachyte sinkt, bald bis zu dem der Quarztrachyte steigt, ein um 9% bis 10% schwankender Gehalt an Eisenoxyden, der um 1% sich bewegende, selten auf 2% wachsende Kalkgehalt gegenüber einem um 10% schwankenden Gehalt an Alkalien, unter welchen das Natron stark herrscht. — Das spezifische Gewicht der vitrophyrischen Abarten liegt um 2,4, dasjenige der holokristallinen um 2,6. Danach könnte die Menge der Bisilikate nie eine bedeutende sein. Doch ist das spezifische Gewicht der holokristallinen Arten wohl wegen der sehr porösen Beschaffenheit der Gesteine zu niedrig bestimmt.

Diese den Mitteilungen Förstner's entnommenen Angaben vermag ich durch das mikroskopische Studium eines sehr reichen Materials, welches ich der Güte des Herrn Felice Giordano, Direktors der italienischen geologischen Landesanstalt, verdanke, in mehreren Punkten zu ergänzen und zu berichtigen. Dabei muß ich indessen zunächst die vollste Anerkennung der überaus sorgfältigen geologischen, chemischen und mikroskopischen Untersuchungen Förstner's aussprechen und hinzufügen, daß meine Resultate den Gegenstand weder erschöpfen, noch vollständig aufklären. Mir ist kein Gestein bekannt, welches der mikroskopischen Erforschung solche Schwierigkeiten böte, wie der Pantellerit. — Was Förstner Liparit auf der Insel Pantelleria nennt, ist ein dem Pantellerit nahestehender Comendit oder überhaupt nicht vom Pantellerit zu trennen. Auch seine Andesite gehören nicht zu den normalen Andesiten.

Möge die Ausbildung des Gesteins sein, welche sie wolle, die Einsprenglinge sind stets die gleichen und von gleicher Beschaffenheit: die intratellurische Periode ist also die gleiche für alle Gestaltungsabarten gewesen, erst die Effusionsperiode schafft die Mannigfaltigkeit.

Die Einsprenglinge sind stets herrschend ein Alkalifeldspat, da-

neben in kleiner Menge ein diopsidischer Pyroxen, Ägirin-Augit und Cossyrit (Ainigmatit). Von Nebengemengteilen ist Zirkon nicht selten, Apatit spärlich, Olivin nur gelegentlich und vereinzelt, Magnetit oder andere Erze wurden nur einmal (Sillumen) beobachtet. Braune basaltische Hornblende fand sich ganz vereinzelt und korrodiert (Bagno dell' Acqua und Polveriera auf dem Hügel San Marco, der alten Arx Cossyra), grüne Hornblende ebenso (Zighidi), Titanit mehrfach in Hyaloliparіten von Kuttinar und Gelkhamar, Quarz vereinzelt (Sillumen, Zighidi) in Pantelleriten, welche Förstner wohl zu den Lipariten stellen würde; die Handstücke trugen z. T. die Etikette: Liparite bianca. In diesen Gesteinen fand sich auch ganz vereinzelt Biotit.

Für die Schilderung der Feldspate, von denen Anorthoklas und natronreicher Sanidin vorhanden sein dürften, verweise ich auf den I. Band dieses Buches. Hervorgehoben sei nur noch ihre Ähnlichkeit mit den Feldspaten der Keratophyre und die häufige Rundung der Umrisse besonders in den anscheinend holokristallinen Ausbildungsformen der Pantellerite. — Der diopsidische Augit zeigt die Formen der basaltischen Augite mit gleichmäßiger Ausbildung der Prismen- und Pinakoidflächen und der positiven Grundpyramide; er ist grün und ohne Pleochroismus. — Der Ägirin-Augit hat die für diesen charakteristischen Eigenschaften und zeigt neben der normalen Spaltbarkeit nach dem Prisma auch eine unvollkommenere nach der Längsfläche (010). Er tritt in selbständigen Individuen und als äußere Schale der diopsidischen Augite auf. Beide Pyroxene besitzen nicht gerade selten einen schmalen äußeren Saum von Ägirin. — Der Ainigmatit bildet verhältnismäßig selten sehr scharf idiomorphe Kristalle; selbst in den Hyalopantelleriten ist er gelegentlich zu rundlichen bis eiförmigen Körnern resorbiert.

Die Grundmassen sind z. T. vollendet glasig, schwarz bis grünlichschwarz im auffallenden Lichte, spangrün, auch wohl etwas bräunlichgrün im durchfallenden, tiefer gefärbt als die grünen Gläser der isländischen Hyaloliparite. Bald kompakt, bald voll Dampfporen bis zu bimssteinähnlicher Auflockerung, mit vereinzelten oder sich beträchtlich häufenden, meistens leistenförmigen Mikrolithen von ungestreiftem Feldspat, Cossyrit und Ägirin. In einigen Vorkommnissen treten Mikrolithe einer blauen Arfvedsonithornblende mit sehr geringer Schiefe $c : a$ und sehr schwacher Doppelbrechung, mit a = blau, b und c = grünlich oder bräunlich, oder auch einer barkevikitischen Hornblende (Madonna della Grazia), oder endlich einer grünlichen Hornblende mit mäßigem $c : c$ und schwacher Doppelbrechung (Polveriera) hinzu. In einigen Gesteinen, besonders schön in einem Hyalopantellerit von Cuddia Almarza, enthält die Grundmasse reichliche zierlichste Quarzdihexaëder der Effusionsperiode, deren größte 0,03 mm messen. Nur selten ist sonst der Quarz in der Grundmasse als spärlicher Kitt sicher nachzuweisen. — Winzigste Täfelchen von Titaneisenglimmer enthielt die Glasbasis eines Pantellerits von der Cima Gelkhamar.

Diese Grundmassen verlaufen nun allmählich durch gehäufte

Kristallisationen der Effusionsperiode in einen Mikrolithenfilz, der bald noch deutlich mit Glas durchtränkt ist, bald vollständig entglast erscheint, ohne es indessen zu sein. Dieser Übergang vollzieht sich nicht etwa durch Zunahme der Feldspat-Mikrolithe; diese treten im Gegenteil anscheinend auffallend zurück und der Filz besteht fast ausschließlich aus Ägirinnadeln, deren Dimensionen im umgekehrten Verhältnis zu ihrer Menge stehen. Sie sinken zu solcher Kleinheit herab, daß man sie nur bei stärksten Vergrößerungen als Einzelgebilde zu erkennen und kaum noch ihre Doppelbrechung wahrzunehmen vermag. Sie bedingen die auffallend grüne Farbe der Gesteine. Wenn ihnen in größerer Menge arfvedsonitische Hornblende, meist in Fetzen und Lappen, beigemengt ist, so werden die Farben mehr graugrün bis bräunlichgrün. Diese Entglasung vollzieht sich z. T. in einzelnen, schön fluidal gewundenen Strängen, die mit glasigen Strängen wechseln, oder sie häufen sich bis zu vollständiger Verdrängung der Glasmasse. Der Feldspat- und Quarzgehalt, oder die Basis, welche auch in diesen Gesteinen vorhanden sein muß, wird durch diesen dichten Schleier von Ägirin gänzlich verhüllt.

In andern Fällen tritt bei kristalliner Entwicklung der Glasbasis der Feldspat deutlich in quadratischen und kurz oblongen Schnitten, seltener in Leistchen, und ebenso der Quarz als Cäment deutlicher hervor (Madonna del Rosario, Sant' Elmo, Arenellas); aber auch hier setzen die dichten Ströme von Ägirin und arfvedsonitischer Hornblende durch die farblosen Gemengteile allenthalben hindurch. Ob nicht auch hier noch Glasbasis vorhanden sei, ist nicht zu unterscheiden. — Auch die beiden beschriebenen Formen der kristallinen Gestaltung der Grundmasse wechseln oft lagenartig miteinander und mit glasreichen Lagen. — In vielen Fällen ist jedoch die Grundmasse auch mit den stärksten Vergrößerungen nicht zu entziffern. — Typisch entwickelter Mikrofelsit begegnete mir nur einmal in einem Gestein der Cuddia Sant' Elmo.

Sehr verbreitet ist in den weniger glasigen bis anscheinend holokristallinen Pantelleriten ein rauh trachytisches Gefüge mit bald rundlichen, bald der Fluidalrichtung parallel langgestreckten, knopflochähnlichen Poren. Die Wände dieser Hohlräume sind mit Täfelchen von Feldspat und Tridymit und mit Säulchen von Cossyrit, Ägirin und einer arfvedsonitischen Hornblende besetzt. Von ihnen aus kann man den Tridymit oft (Khazé, Madonna della Margana) noch in das eigentliche Gesteinsgewebe hinein verfolgen.

Eigentümliche Pseudosphärolithe enthält ein anscheinend holokristalliner Pantellerit von der Lokalität Le Balate. Sie bestehen aus negativen Strahlen von Feldspat und negativen Strahlen einer blauen und gelben arfvedsonitischen Hornblende. Daß die blauen und gelben Amphibolstrahlen nicht verschiedenen Mineralien angehören, zeigt die Erscheinung, daß gelegentlich ein einziger Strahl am einen Ende blau, am andern gelb ist. — Magnetit fehlt auch der Effusionsperiode vollständig.

Nach den mitgeteilten Tatsachen sind die Pantellerite gegenüber den eigentlichen Lipariten charakterisiert durch die absolute Herrschaft des Alkalifeldspats, das gänzliche Fehlen der Kalknatronfeldspate, das Auftreten des Ainigmatits, des Ägirinaugits, Ägirins und arfvedsonitischer Amphibole als farbige Gemengteile unter fast absoluter Verdrängung des Glimmers, durch das Fehlen des Magnetits, die Seltenheit des Quarzes erster Generation, die Herrschaft glasiger und mikrokristalliner, die äußerste Seltenheit mikrofelsitischer Strukturformen und durch die massenhafte Bildung farbiger Gemengteile in der Effusionsperiode.

In den Pantelleriten liegt unverkennbar eine Ergußform der Alkaligranite und der nahestehenden Alkalisyenite vor, welche unter den Ganggesteinen in den Quarztinguaiten und Sölvsbergiten ihre nächsten Verwandten hat. Von allen diesen verwandten Gesteinsfamilien unterscheiden sich die Pantellerite eigenartig durch den hohen Eisengehalt, der hier auch z. T. der Tonerde äquivalent ist.

Nach Arsandaux treten Pantellerite in weitester Verbreitung und in mächtigen Strömen, unter- und überlagert von basaltischen Ergüssen, in Choa, im Afarlande ebenso wie in dem abessinischen und Somali-Plateau in einer 500 km langen Zone zwischen Obock-Djibouti und Adis-Abeba auf. Bei grünlichen Farben sind sie bald dicht und lithoide, bald glasig wie Obsidian. Die dichten, meist kompakten, seltener porosen Abarten führen gern weißliche Lithophysen, sind reich an Feldspat und haben Quarzeinsprenglinge. Die allverbreitete Fluidalstruktur drückt sich aus in der Knopflochform der Lithophysen und der Anordnung der schillernden Feldspate, bei den vitrophyrischen Abarten im striemigen Wechsel heller und dunkler Glaslagen, die oft mit fadenförmigen, bläulichgrünen, nicht bestimmbaren Mikrolithen erfüllt sind und auch Feldspatsphärolithe enthalten. Die Feldspateinsprenglinge sind Sanidin, Natronsanidin und Anorthoklas ohne Zwillingslamellierung, aber bestimmt durch die Auslöschungsschiefen auf P und M und durch 2 V. Farbige Einsprenglinge liefern der Diopsid, Ägirinaugit, Ägirin, Ainigmatit und ein noch nicht näher untersuchter Amphibol, der positiven Charakter der Prismenzone mit $c : c = 7^0$ im Maximum, negativen Charakter mit sehr kleinem 2 V, $b > c > a$ in grünen und hellbraunen Farben und etwas schwächeres $\gamma - \alpha$ als grüne Hornblende hat. Diese farbigen Gemengteile wechseln stark; nur Ägirinaugit und Ainigmatit sind einigermaßen konstant. Auch der Quarz ist sehr unregelmäßig verbreitet. Alle Gemengteile sind auch in den Litophysen aufgewachsen und werden hier noch von Riebeckit und einem schwach doppelbrechenden Kitt begleitet, der Tridymit sein dürfte. Magnetit und Ilmenit fehlen den Pantelleriten gänzlich. Neben Einschlüssen der liegenden Basalte wurden auch ältere holokristalline Ausscheidungen beobachtet, die in niemals rein körnigem Gefüge alle Pantelleritmineralien und wechselnde Mengen von Quarz enthalten.

Prior beschreibt unter Betonung der vollen Übereinstimmung mit dem italienischen Typus Quarzpantellerite von Kikuyu, Kedong,

Longonot, Equator Ridge und Kirianduri in Britisch-Ostafrika. In glasiger Ausbildung gibt er sie von den Seen Naiwasha und Nakuru an.

Ebenso stimmen nach den Analysen und Beschreibungen JENSEN's mit den italienischen Pantelleriten mit orthophyrischer Grundmasse die Vorkommnisse von Mount Ngun-Ngun und Trachyte Range in den Glass House Mountains der Distrikte Moreton und Wide Bay in Queensland. In einem gelblichen Übergemengteil dieser Gesteine wird Guarinit vermutet.

F. VON WOLFF untersuchte eine »pantelleritartige Liparitlava« von Mayor Island in der Bay of Plenty, Neu-Seeland, deren Einsprenglinge Natronsanidin mit $a : \alpha = + 9^0—10^0$, Quarz, Ägirinaugit und optisch positiver Ainigmatit sind. Die Grundmasse besteht aus reichlichen Ägirinnadeln, Büscheln und Sphärolithen von Sanidin und spärlichem Glase. Die Lava findet sich jedoch auch in felsophyrischer Ausbildung, als schwärzlichgrüner Obsidian und als Bimsstein mit grünen Farben.

Nach E. C. E. LORD bei F. W. CLARKE (Bull. U. S. geol. Survey No. 168. 60) hat ein Quarzpantellerit von den Vieja Mountains bei San Carlos, Presidio Co., Texas, Einsprenglinge von Anorthoklas, Augit und Quarz in einer Grundmasse aus Ägirin, braunem Amphibol, Sanidin und Quarz.

Hervorzuheben ist die nahe Beziehung der Pantellerite zu und das fast konstante Zusammenauftreten mit Comendit, während ein den Pantelleriten verwandter Typus bisher aus der Begleitung der Quarzkeratophyre nicht bekannt ist.

Metamorphosen an und in den Quarzporphyren und Quarzkeratophyren.

Man kann die nach den Grenzflächen von Quarzporphyren hin recht oft auftretenden Strukturveränderungen wohl als endomorphe Kontaktphänomene bezeichen, wenngleich in denselben ja nicht eigentlich eine Einwirkung des Nebengesteins auf die Eruptivmasse, sondern eine Folge veränderter Entwicklungsbedingungen zu sehen ist. Die wahrnehmbaren Wirkungen sind durchaus unabhängig von der Natur des Nebengesteins. Sie bestehen allgemein in einem Sinken der kristallinen Ausbildung nach einer tieferen Stufe in der Reihe Mikrogranit, Granophyr, Felsophyr, Vitrophyr. — Bei der Untersuchung der Granophyrdecke des oberen Kirnecktales am Hochfelde im Elsaß und der zahlreichen Porphyrgänge dieser Gegend machte ich die Beobachtung, daß eine für das bloße Auge variolitische Struktur derselben, welche sich mikroskopisch präziser als eine granosphäritische, respektive felsosphäritische erkennen läßt, immer nur in schmalen Gängen oder an der Peripherie größerer Massen, den Salbändern mächtigerer Gangmassen und in dem Liegenden der Decke zu finden war. Für diese Lokalität muß also wohl die genannte Struktur als eine endomorphe Kontakterscheinung aufgefaßt werden in ähnlichem Sinne, wie GÜMBEL solches für die

Variolitbildungen der fichtelgebirgischen Diabase nachwies. Weiteren Untersuchungen muß es vorbehalten bleiben, darzutun, ob dieser Auffassung eine allgemeinere Gültigkeit zukommt.

Soweit darüber bis heute Erfahrungen vorliegen, darf man es als einen durchgreifenden Unterschied der Ergußgesteine überhaupt gegenüber den Tiefengesteinen bezeichnen, daß sie nirgends die tiefgehenden und weit ausgebreiteten Kontaktmetamorphosen in den Nebengesteinen hervorrufen, wie jene. Unter den spärlichen Beobachtungen, die nach dieser Richtung hin vorliegen, möge hervorgehoben werden, daß Gürich die Schiefer der niederschlesischen Tonschieferformation in dem Kontakt mit den lagerförmig eingeschalteten Quarzporphyren derart verändert fand, daß sie einen massigen Habitus angenommen hatten und mit braunen, von ausgewitterten Dolomitkörnern herrührenden Rostflecken bedeckt waren. Die Schiefer zeigten dieselben Veränderungen auch im Kontakt mit Diabasen. — Am Willenberge bei Schönau in Niederschlesien ist nach demselben Autor der dünnblättrige und graulich glänzende Schiefer im Kontakt mit Quarzporphyr zu Knotenschiefer umgewandelt. Doch fehlen genauere Angaben, welche entscheiden ließen, ob diese »Knotenschiefer« etwa mit den Granitkontaktschiefern oder etwa mit Spilositen zusammenzustellen wären.

Liebe und Zimmermann beobachteten, daß an einem wenig mächtigen Quarzporphyrgange in dem nördlich dem Frankenwalde vorliegenden Berglande die Culmschiefer zu Fleckschiefern, der oberdevonische Kalk in ein Granatgestein umgewandelt und Pyrit reichlich entwickelt ist. Da aber die Fortsetzung dieses Ganges im Culm nicht metamorphosierend gewirkt hat, auch größere Gänge sonst keinen Einfluß auf das Nebengestein ausüben, so halten sie es nicht für unmöglich, daß die Ursache dieser Metamorphose in einem unter Tage liegenden Granitstock zu suchen sei.

Nach C. Riva führt der Gneiß zwischen Cá Nora und Brusimpiano unfern Porto Ceresio im Kontakt mit dem Porphyr Andalusit und Korund. Die Gneiße bestehen aus wechselnden hellen Lagen von Quarz und etwas Feldspat und dunklen, die vorwiegend aus Biotit und Andalusit sich aufbauen, denen sich Orthoklas, Albit, Oligoklas, Korund, Rutil, Zirkon, Apatit, Pleonast und Turmalin zugesellen.

E. Cohen beschreibt die Marmorisierung von Kalksteinen und ihre Anreicherung mit Granat und anderen Silikaten an dem Liparitlakkolithen von Djutsa bei Piatigorsk im nördlichen Kaukasus. Durch Aufnahme von Kalk aus den Sedimenten entwickeln sich auch im Liparit endomorphe Kontaktphänomene.

Im oberen Kirnecktale bei Barr im Bachbett unterhalb Forsthaus Welschbruch tritt Granophyr in Kontakt mit amphibolführendem Granitit auf. Anstatt des deutlich körnigen Granophyrs hat man auf die Entfernung von wenigen Zoll einen flachmuschlig im Großen, splittrig im Kleinen brechenden Hornsteinporphyr, der unter dem Mikroskop ganz vorwiegend aus einer, wie durch Fluidalwirkung

striemigen, das Licht einfach brechenden Masse besteht, aus welcher nur spärliche Pünktchen anisotroper Substanzen hervorleuchten, unter denen Quarz mit Bestimmtheit nachgewiesen werden konnte. — Die Grenze gegen den Granitit ist nicht deutlich erkennbar, vielmehr scheint letzterer mit dem Granophyr an dem Kontakt zu einer einheitlichen Masse zusammengeschmolzen, aus welcher nur die Quarze unverändert hervortreten, während der Feldspat nicht mehr erkenntlich ist und Glimmer und Hornblende nur in einzelnen Blättchen auseinandergedrängt, spärlich in der zum kleinen Teil strukturlosen, größtenteils mikroskopisch kryptokristallinen Gesteinsmasse zerstreut liegen.

Dynamometamorphe Phänomene sind der Natur der Sache nach nur in solchen Quarzporphyren zu erwarten, die im Schiefergebirge liegen. Da nun die weitaus meisten deutschen und sonstigen kontinentalen Quarzporphyre im mehr oder weniger ungestörten Gebirge auftreten, so fehlen jene durch orogenetische Prozesse bedingten Umwandlungen in Struktur und Mineralbestand gemeiniglich. Wo dagegen, wie in Thüringen, Westfalen, den Ardennen, den Alpen, in Wales u. a. O. Quarzporphyre dem gefalteten Gebirge eingeschaltet sind, da lassen sich auch sofort die Spuren der Dynamometamorphose wahrnehmen. Noch ist die Zahl der einschlägigen Beobachtungen keine große, offenbar hat sich der Blick der Petrographen für diese Erscheinungen noch nicht hinreichend geschärft und die Ähnlichkeit dynamometamorph veränderter Quarzporphyre (der sog. schiefrigen Porphyre) mit ebenso beeinflußten Tuffen oder normalen Sedimenten (Porphyroiden) ist eine zu große, als daß man heute bereits mit voller Sicherheit allenthalben das ursprüngliche Gestein erkennen könnte. Auch fehlen im Augenblicke noch allzusehr die notwendigen chemischen Grundlagen auf diesem Gebiete, um z. B. ursprüngliche Quarzkeratophyre und Quarzporphyre in dynamometamorpher Facies unterscheiden zu können. Es hat z. Th. den Anschein, daß gewisse Ausbildungsformen der Feldspate (die mikroperthititschen) ebensowohl ursprüngliche, wie durch Dynamometamorphose bedingt sein können.

Bereits in dem Abschnitte über die mineralogische Zusammensetzung der Quarzporphyre wurde auf gewisse mechanische Deformationen der Einsprenglinge hingewiesen, welche sich nicht auf die Fluktuation des Eruptivmagmas zurückführen lassen. Ihrer wird man sich wesentlich bedienen müssen, um dynamometamorphe Facies normaler Quarzporphyre erkennen zu können. Hierzu gesellen sich als Kriterien für die Wahrscheinlichkeit der genannten Einwirkungen die reichliche Entwicklung von Sericit und von Quarz-Feldspat-Primärtrümern in der Grundmasse unter gleichzeitiger Ausbildung einer mehr oder weniger deutlich schiefrigen Struktur, und ein eigentümlicher Zerfall sphärolithischer Bildungen in körnige oder strahlige Aggregate von Quarz und Feldspat.

Ch. E. Weiss gibt in der oben zitierten Arbeit genauere Nachrichten über die Verbreitung einer eigentümlichen Streckung in gewissen

Quarzporphyrgängen, welche in der Umgebung des Ortes Thal bei Eisenach im Erbstromtal teils in saigeren Gängen den nahezu horizontal liegenden Glimmerschiefer durchsetzten, teils von diesen Gängen aus in kürzeren oder längeren Apophysen lagerartig den Glimmerschieferschichten eingeschaltet sind. Die Streckung, welche sich in dem makroskopischen Habitus der Grundmasse, ganz besonders aber in der parallelen Anordnung der Quarzeinsprenglinge ausspricht, die nicht dihexaëdrisch idiomorph sind, sondern eigentümlich kaulquappenähnliche Form haben, wurde früher ziemlich allgemein für Fluidalstruktur gehalten*. Weiss, welcher die Verbreitung dieser Struktur in zahlreichen Gängen, ganz besonders aber in den lagerähnlichen Apophysen erkannte, wies überzeugend nach, daß diese Streckung kein fluidales Phänomen sein könne, da sie nicht parallel den Gangwänden, sondern von Gangwand zu Gangwand, d. h. also parallel der Schieferfläche des Glimmerschiefers und daher in den lagerartigen Teilen der Quarzporphyre auch parallel den Grenzflächen, überdies in allen Vorkommnissen in der gleichen Richtung verlaufe. Er selbst läßt das Phänomen in vorsichtiger Weise ohne Deutung. Kombiniert man seine Darstellung mit der mikroskopischen Untersuchung des Gesteins, so darf man in demselben mit großer Wahrscheinlichkeit eine dynamometamorphe Erscheinung sehen. Die Richtigkeit dieser Deutung ist später von C. Futterer ausführlich dargetan.

Sämtliche Quarzeinsprenglinge sind zumeist ohne Lösung der Kontinuität zunächst zu langbirnenförmigen Gestalten ausgezogen, die im Durchschnitt aus einer Anzahl derartig geordneter Felder zwischen gekreuzten Nicols zusammengesetzt sind, daß die ihnen entsprechenden Teile des Schwänzchenquarzes, wie Lossen diese eigentümlichen Gebilde treffend bezeichnet hat, um die Längsachse schwach tordiert sind. In jedem Felde und von Feld zu Feld ändert sich die Lage der Auslöschungsrichtungen stetig mit dem Ort. Wo eine Lösung der Kontinuität bei der Deformation der Quarze statt hatte, sind die stets sehr schmalen Klüfte mit feinschuppigem Muscovit oder mit holokristalliner Quarz-Feldspatmasse (die Gesteine gehören zu den einsprenglingsreichen Mikrograniten mit gelegentlich granophyrischen Varietäten) ausgefüllt; dieselbe hat aber ein bemerkbar feineres Korn als die Grundmasse selbst. Bei weiterer Streckung werden die Quarze zu feinen Schmitzen ausgezogen, welche um die noch wohl erhaltenen, wenn auch oft zerbrochenen Feldspateinsprenglinge wie eine plastische Substanz, jeder Unebenheit der Oberfläche sich anschmiegend, ausgezogen sind. In den vollständig ausgewalzten Gesteinen, wo der Porphyr sich wie Holz in die dünnsten Scheite spalten läßt, liegen nur sehr lange und schmale, aus kleinen Körnern bestehende papierdünne Quarzschlieren, die von der alten Einsprenglingsform nichts mehr erkennen lassen.

Die Feldspateinsprenglinge (bei den Plagioklasen sind oft die La-

* G. Klemm sucht diese Auffassung noch heute zu verteidigen.

mellen verbogen) und die Biotite sind in derselben Richtung in Fragmenten (beim Glimmer in Blättchen) der einzelnen Individuen aneinander hin verschoben. Doch behalten die Feldspateinsprenglinge ihre Kristallform sehr viel länger als der Quarz. In der ganz schiefrig gewordenen Gesteinsmasse sind dann von ihnen nur kleine Brocken und Körner noch zu erkennen als kleine höckerige Erhebungen auf der fast ebenen Schieferungsfläche des Porphyrs. Ebenso zeigt die aus einem ziemlich grobkörnigen Aggregat von Orthoklas und Quarz bestehende Grundmasse eine deutliche Streckung in der Richtung der Birnenachse der Quarze und wird mit zunehmender Streckung immer feiner körnig und muscovitreicher. Das Endprodukt der mechanischen Umwandlung ist ein dünnschiefriges dichtes Gestein ohne alle Einsprenglinge, welches fast ausschließlich aus Quarz und Muscovit besteht, also ein Sericitschiefer.

Noch deutlicher lassen sich diese Vorgänge mikroskopisch verfolgen. Sie sind dann durchaus gleichartig denjenigen, welche S. 515 am Granitporphyr erwähnt wurden. Daß die schon makroskopisch vorzüglich zu verfolgende Deformation des Quarzes, welche mikroskopisch dieses Mineral geradezu wie eine plastische, nicht wie eine starre Masse erscheinen läßt, ein Druckphänomen sei, ergibt sich sehr deutlich aus der optisch positiven Zweiachsigkeit mit kleinem 2E des Minerals bei senkrechter Lage der Ebene der optischen Achse zur Streckungsrichtung zu erkennen. — Der Orthoklas verhält sich weit mehr wie ein starrer Körper; er zerfällt durch Risse, welche zur Streckungsrichtung senkrecht stehen, aber keine nachweisbare Beziehung zum Kristallbau des Minerals haben, in Stücke, welche mehr oder weniger gegeneinander verschoben sind. Diese Risse und Sprünge sind mit Neubildungen von wasserhellem Feldspat, seltener auch von Quarz erfüllt. Die Grundmasse hingegen ist nicht in diese Sprünge eingedrungen, wie geschehen wäre, wenn das Gestein im flüssigen Zustande deformiert wäre. Die Feldspatfragmente zeigen eine bald sehr deutliche, bald äußerst feinlamellare Mikroklingitterstruktur, die ins Unentwirrbare sich verlieren und zuletzt nur noch als undulöse Auslöschung erscheinen kann. Dem Orthoklas des unveränderten, nicht gestreckten Porphyrs fehlt jede Andeutung dieser Struktur ebenso wie dem bei der Streckung neugebildeten Feldspat. Bei manchen Feldspaten zeigt sich auch an den beiden, parallel der Streckung gerichteten, Grenzflächen ein schmaler Saum von Quarz-Feldspat-Neubildungen mit einer granophyrähnlichen Verwachsung dieser beiden Mineralien. — In der Streckungsrichtung setzen sich vor und hinter den Quarz- und Feldspateinsprenglingen kegelartige Räume an, welche im Durchschnitte dreieckig, im Körper flach konisch sind und mit ihrer Basis sich an den Einsprengling anheften, während ihre Spitze von diesem um so weiter abliegt, je mehr das Gestein gestreckt ist. Diese Räume sind mit einem Aggregat von Quarz, Feldspat und Eisenoxyden gefüllt. — Wo Quarz- und Feldspateinsprenglinge sich infolge der Streckung berühren, bildet immer der Feldspat das Widerlager, um

welches der Quarz sich eng herumschmiegt, nie ist es umgekehrt. — Der Oligoklas verhält sich genau wie der Orthoklas.

Die Grundmasse des Gesteins zeigt bis zu einem gewissen Stadium der Streckung nur eine allerdings sehr weitgehende Abnahme des Korns bis zur Unauflöslichkeit hinab. Dann aber beginnt zunächst an den der Streckung parallelen Seiten der Quarz- und Feldspateinsprenglinge, nie an den in der Streckungsrichtung liegenden flachkonischen Räumen eine intensive Entwicklung von Sericitstriemen, die sich ganz besonders breit und deutlich da gestalten, wo sie zwischen naheliegenden Einsprenglingen sich gewissermaßen hindurchdrängen. Ebenso strahlen von den Punkten, wo Quarz um eine Feldspatkante etwa herumgebogen ist, nach beiden Seiten hin divergierende Büschel von Sericitflasern aus, die sich dann allmählich in die Gesteinsmasse verlieren. Erst in den sehr stark geschieferten Gesteinstypen wird die Sericitbildung allgemein und solange man die kleinen Fragmente der Einsprenglinge erkennen kann, sieht man auch die ihren Längsseiten folgende Häufung des Sericits. Mit Abnahme der Dimensionen der Feldspatfragmente verfallen auch diese der Sericitbildung und es resultiert als Endprodukt ein sehr dünnblättriger Quarz-Sericitschiefer mit papierdünnen Quarzlinsen. Der Sericit hat eine gelbliche bis grünliche Farbe oder er ist vollkommen farblos. Die rote Färbung des Gesteins ist durch fein verteiltes Eisenhydroxyd bedingt.

Vergleicht man die mechanischen Deformationen in dem genannten Quarzporphyr mit denen derselben Mineralien in Graniten, so fällt eine Tatsache auf: die randliche Kataklase, welche bei den hypidiomorphkörnigen Tiefengesteinen eine so verbreitete Erscheinung ist, fehlt bei den dynamometamorph veränderten Quarzporphyren oft nahezu vollständig. Dieser Unterschied ist ein allgemeiner, nicht auf eine einzelne Lokalität beschränkter. Die Ursache dafür kann nur in der Struktur liegen; bei den Tiefengesteinen wird Korn an Korn gerieben und gequetscht, bei den porphyrischen liegen die größeren Individuen in einer angenähert homogenen dichten Masse. Daher treten in letzterem Falle entweder nur schwache optische Deformationen oder aber vollständige innere Zertrümmerung auf. — Ein interessantes Analogon zu den Thaler Quarzporphyren beschreibt J. J. Sederholm an einem Porphyrgang im kataklastisch veränderten Granitit von Karvia, Prov. Abo, Finnland.

Ein anderes Beispiel für dynamometamorphe Veränderungen haben wir in dem sphärolithischen Quarzporphyr der Bruchhäuser Steine bei Brilon in Westfalen, welchen Lossen und Mehner in den oben genannten Aufsätzen behandelt haben. Die Deformation der Quarze ist keine so weit gehende, wie bei Thal; zumal die äußere Form ist besser erhalten. Dagegen findet sich oft eine bereits oben erwähnte, an Zwillingslamellierung erinnernde Streifung der Durchschnitte, und eine Auflösung in mehr oder weniger regelmäßig begrenzte Teilstücke. Lossen gibt an, daß die Teilung den Flächen von $\pm$R, ∞R und oR folge und in der Tat besitzen Schnitte durch die Quarzdihexaëder parallel der

Endfläche bisweilen fast das Aussehen eines dachziegelförmig aufgeschichteten Tridymitaggregates. Die Feldspate dieses Gesteines sind recht stark deformiert; die Bruchlinien derselben folgen bald den Blätterdurchgängen, bald sind sie ganz regellos; zwischen die Fragmente hat sich ein feinschuppiger Kaliglimmer abgesetzt, der auch in der Grundmasse reichlich auf Kosten des Feldspatgehalts entwickelt und flasrig angeordnet, besonders auch derart an zwei in der Streckungsrichtung polarentgegengesetzten Stellen der Quarz-, seltener der Feldspateinsprenglinge angesetzt ist, als fülle er hier kleine, ursprünglich leere, konische Räume. Diese Sericitbildung ist auch hier besonders lebhaft in den Zwischenräumen zwischen zwei nahe aneinander liegenden Quarz- oder Feldspateinsprenglingen, wo die Streckung der Gesteinsgrundmasse sehr auffallend ist. Neben dem normalen Feldspat sind Einsprenglinge eines mikroperthitisch aus Orthoklas und Albit gemengten Feldspats oft spärlich, oft reichlicher vorhanden: in diesen erweisen sich die Orthoklas- und Albitfelder derart ineinander verzahnt und in ihrer Verteilung oft so an Bruchlinien gebunden, daß man auf die Vermutung geführt wird, die Perthitstruktur stehe genetisch mit der Dynamometamorphose des Gesteins in Beziehung. — Die Sphärolithe des Gesteins haben fast durchweg ihren radialen Bau eingebüßt, sind oft verquetscht, auch wohl auseinander gesprengt und durch Sericit oder Gemenge von Sericit und Quarz, wohl auch Albit, verkittet. Dieselben erweisen sich als regellos körnige Aggregate von Feldspat (? Albit) und Quarz, oder aber diese beiden Substanzen sind auch wohl dem Anschein nach von der Peripherie des Sphäroliths aus roh konzentrisch strahlig geordnet. Dann sind dieselben auch bisweilen hohl und lassen schon mit der Lupe kleine Albit- und Quarzkriställchen in ihrem Innern wahrnehmen. Eine gleiche Veränderung haben die noch gut nach ihrer Form erkennbaren Aureolen um die Quarzeinsprenglinge erfahren. — In der Grundmasse erscheint als Neubildung neben dem Sericit ziemlich reichlich auch Chlorit in Schuppen und Sphärokristallen, die meistens in flachgeschwungenen Reihen der Gesteinsstreckung entsprechend geordnet sind, in andern Handstücken auch im Gemenge mit Sericit auf kreisförmig umlaufenden Schnüren liegen, die vielleicht alten perlitischen Sprüngen entsprechen. Diese Sericitisierung der Grundmasse kann eine nahezu vollständige werden; dann stellen sich auch mehr und mehr kleine rundliche bis elliptische Nester und langgestreckte Schnüre von Quarz-Albit-Aggregaten ein. Diese Trümer liegen z. T. in der Streckungsrichtung des Gesteins und lassen dann keine bestimmte Anordnung der Gemengteile erkennen, oder aber sie liegen quer gegen die Streckung und dann stehen Quarz und Albit mit senkrechten Stengeln auf der Trumwand. Gelegentliche Schiefereinschlüsse sind ebenfalls sericitisch verändert und führen bisweilen größere Muscovittäfelchen. Sie scheinen bisweilen förmlich in die sericitische Porphyrgrundmasse zu verfließen, doch macht sie ihr Gehalt an Rutilnädelchen leicht kenntlich. — Die Unterscheidung solcher dynamometamorpher Quarzporphyre von Schiefer-

oder Tuffporphyroiden kann überaus schwierig und unsicher werden. Lossen nennt ferner wasserhelle Kügelchen, welche ein zierliches Interferenzkreuz liefern; er vermutet Hyalit oder Chalcedon in denselben. — Ob der gelegentlich recht reichliche Epidot und Calcit oder andere Carbonate zu den dynamometamorphen Neubildungen gehören, oder erst durch normale Verwitterung gebildet seien, ist nicht zu entscheiden.

Lossen rechnet auch die von Loretz (Jahrb. k. preuß. geolog. Landesanstalt für 1881, S. 175, sqq.) u. a. zu den Porphyroiden gestellten Vorkommnisse vom Bärentiegel bei Katzhütte und vom Langenbach im südlichen Thüringerwald zu den dynamometamorph veränderten, z. T. sehr stark sericitisierten Quarzporphyren und neuerdings schließt sich Loretz dieser Auffassung in den Erläuterungen zu den Blättern Königsee und Groß-Breitenbach (1892) der preußischen geologischen Karte an.

Überaus ähnlich sind die Verhältnisse in den von Renard und La Vallée-Poussin beschriebenen schiefrigen Quarzporphyren von Bierghes, welche sie früher als Porphyroide angesehen hatten. Faust- bis mehrere kubikmetergroße Kerne von einem wenig schiefrigen, plagioklasreichen Quarzporphyr werden von chloritschieferähnlichen Flasern von wechselnder Mächtigkeit eingehüllt und zugleich verbunden. Innerhalb der festen Kerne von Porphyr ist die Entwicklung ganz analog derjenigen im schiefrigen Porphyr der Bruchhäuser Steine, nur dem Grade nach geringer, da die Sphärolithe und Quarz-Aureolen keine Veränderung zeigen; die Chloritbildung ist eine sehr reichliche, die Sericitbildung weniger hervortretend, dagegen ist der Quarzporphyr in den, einem Chloritschiefer oder chloritischen Tonschiefer ähnlichen, Flasern, welche offenbar den bei der Gleitung wirkenden Reibungsflächen entsprechen, zu einem schiefrigen Gemenge von Chlorit und Sericit geworden, welch letzterer z. T. deutliche Pseudomorphosen nach Feldspat bildet. Die Sphärolithe und die Feldspateinsprenglinge sind nahezu vollständig verschwunden; nur die Quarzeinsprenglinge zeigen dieselbe Beschaffenheit, wie in den wenig metamorphosierten Porphyrkernen.

In dem von denselben Autoren früher als porphyroïde sériciteux (l. c. p. 214) beschriebenen Gestein von der Eisenquelle bei Laifour wird man gleichfalls einen, in ähnlicher Weise dynamometamorphen, nur chloritarmen Quarzporphyr zu sehen haben, dessen mikroperthitisch aus Orthoklas- und Albitfeldern gemengten Einsprenglinge ebenfalls den Eindruck erwecken, als haben sie ihre Perthitstruktur erst durch die Streckung des Gesteins erhalten. — Durchaus analoge Phänomene, wie sie von den Bruchhäuser Steinen beschrieben wurden, zeigen früher als Porphyroide (im älteren Sinne des Wortes) betrachtete Vorkommen von Rimogne (mit sehr starker randlicher Kataklase der Feldspate), und von Mairus. Die dem Filon A der genannten Autoren (l. c. p. 211) entstammenden Handstücke zeigen hie und da deutliche Reste von Granophyrstruktur. Der Filon B derselben Lokalität ist ein dynamometamorpher Diabas. Die untersuchten Proben verdanke ich der Güte des Herrn Renard.

Nach C. Schmidt sind mit den teils mikrogranitisch, teils granophyrisch ausgebildeten Porphyren der Windgälle* schiefrige Porphyre verbunden, die sich durch Dynamometamorphose aus den granophyrischen Abarten entwickelten. Gewissermaßen zwischen dem normalen und dem gestreckten Gestein stehen vermittelnd zerdrückte und in kleinere und größere, scharfkantige, meist ebenflächige und ungefähr rechteckige Brocken zertrümmerte Gesteine. Mit zunehmender Zertrümmerung häuft sich in der Grundmasse der schiefrigen Porphyre ein grünlicher Sericit, während sonst die granophyrische Struktur derselben erhalten bleibt. Bei noch hochgradigerer Veränderung scheidet sich der Sericit in großen Flatschen aus, oder bildet schließlich mit wenigen quarzitischen Brocken das ganze Gestein. Im normalen Gestein findet sich dieser Sericit fast nur in Pseudomorphosen nach Feldspat oder entwickelt sich aus Chlorit. Die Einsprenglinge in den schiefrigen Porphyren sind zersprungen und zeigen die oben besprochenen Wirkungen des Gebirgsdrucks. Auch C. Schmidt erwähnt die winzigen Sphärolithe aus den schiefrigen Windgälle-Porphyren, wie Lossen aus denen der Bruchhäuser Steine.

Ferner beschreibt C. Schmidt zwei sericitschieferähnliche Gesteine vom Piz Cavel und von Fronscha im Hintergrunde des Somvixer Tales als »Porphyrschiefer«. Ebenso betrachtet er den Rofnagneiß des Suretta-Massivs als dynamometamorphen Mikrogranit oder Granitporphyr.

Milch wies Melaphyr und in tieferem Niveau Quarzporphyr in dem Nord- (oberhalb Mettmen an der Schwirrenwand und Oberen Küche) und Südflügel (zwischen Tavanasa, Ruis und Panix) der sogenannten Glarner Doppelfalte nach, der analog dem Windgälle-Vorkommen teils zu einem »Felsitschiefer« von quarzitischem Habitus, teils zu Sericitschiefer geworden ist.

Gümbel beschreibt einen anscheinend dynamometamorph veränderten Quarzporphyr von Bellalunga bei Bergün in Vergesellschaftung mit Verrucano. Er verwirft jedoch die Dynamometamorphose und nimmt an, diese Porphyrschiefer, die er mit Windgälle, Rofna, Besimaudit usw. vergleicht, seien »eine deckenartige Ausbreitung einer eruptiven Porphyrmasse, welche sich während der Ablagerung von Sedimentschichten vielfach wiederholte, wobei durch rasche Abkühlung ein Zerreißen und Zerklüften der Quarzausscheidungen erfolgte, während die Bewegung der Masse die durch die Streifung der Mesostasis angedeutete Fluktuationserscheinung hervorrief«.

E. Jacquot und A. Michel-Lévy beschreiben ein ganz vorwiegend aus Sericit bestehendes Lagergestein des Culm im Tal von Aspe (Basses-Pyrénées) unfern Aydius, in welchem Quarzdihexaëder mit allen Eigenschaften des Porphyrquarzes eingesprengt sind. Interessant ist das Auftreten des Rutils in feinen Nadeln und Zwillingen. Die Autoren

* Nach Böckh und Schafarzik wäre der Windgällenporphyr nicht permisch, sondern jünger als der Dogger, den er kontaktmetamorphosiert und in Apophysen durchbrochen hat.

sprechen es nicht direkt aus, lassen es aber aus ihrer Darstellung schließen, daß sie das Gestein zu den Quarzporphyren, nicht zu den Schiefer-Porphyroiden stellen, woran man des Rutils wegen wohl denken könnte. Ein ähnliches von JANNETAZ (Bull. Soc. min. Fr. 1880. III. 82) als Pinit beschriebenes Gestein tritt in demselben geologischen Horizonte bei Changé (Mayenne) auf. — Man vergleiche auch die Angaben BERGERON's über Blavierit S. 524.

In den Schilderungen, welche die englischen Petrographen BONNEY, COLE und RUTLEY von cambrischen quarz-felsites and felsites der Grafschaft Wales entwerfen, sowie in den ihre Arbeiten begleitenden Abbildungen begegnet man gar häufig Angaben, welche auf bedeutende Entwicklung dynamometamorpher Phänomene in den Porphyrdecken dieser Gegend und in den sie begleitenden Tuffen schließen lassen. Daß bei der Herausbildung des jetzigen Zustandes dieser Gesteine Druckkräfte in hohem Maße beteiligt waren, geben die genannten Autoren z. T. selbst an. Die mechanischen Deformationen der Einsprenglinge sind ihnen nicht entgangen; jedoch fehlt hie und da eine schärfere Mineralbestimmung und eine Unterscheidung der dynamometamorphen Neubildungen von dem ursprünglichen Bestande. Daß unter den ersteren der Sericit, und zwar auch hier ein grünlicher Sericit eine große Rolle spielt, geht z. B. aus BONNEY's Angaben (parts of the slide resemble a breccia cemented by a filmy pale-greenish-yellow mineral Q. J. G. S. 1879. XXXV. 313) über Gesteine von Cwm-y-Glo, und mit ähnlichen Worten über nodular felsites der Bala-Gruppe von den Conway Falls (Q. J. G. S. 1882. XXXVIII. 291) hervor, wo geradezu die Ähnlichkeit der fraglichen Substanz mit Sericit ausgesprochen wird; COLE lieferte dafür den direkten Beweis durch eine Analyse größerer Ausscheidungen in den zu Quarz und dunklem Sericit umgewandelten Kugeln eines an großen z. T. stark abgeplatteten Sphäroiden reichen, quarzporphyrähnlichen Gesteins von Digoed. — Nun aber ergibt sich teils aus den Abbildungen, teils aus den Beschreibungen bei BONNEY mit großer Wahrscheinlichkeit, daß in dem genannten Gebiete dynamometamorphe Eruptivgesteine (schiefrige Porphyre) und dynamometamorphe Schichtgebilde und Tuffe (Porphyroide) nicht scharf getrennt sind. Dem widersprechen auch nicht die spärlich mitgeteilten chemischen Angaben in den genannten Autoren. Es würde von hohem Werte sein, wenn diese wallisischen Gesteine in vergleichender Zusammenstellung mit den »Lenneporphyren« und den thüringischen Porphyroiden von neuem untersucht würden. Handstücke von manchen Lokalitäten dieses Gebietes, welche ich der Freundlichkeit von Herrn BONNEY verdanke, zeigen nach Art und Grad dieselben Phänomene, wie die Quarzporphyre von den Bruchhäuser Steinen. Auch die alten perlitischen Sprünge sind hier von Chlorit- oder Chlorit-Sericitschnüren erfüllt, wie z. B. in einem einsprenglingsarmen, lagerförmigen Quarzporphyr aus den Bala-Beds des Snowdon, oberhalb Llanberis. Nach der Häufigkeit zwillingsgestreifter und felderweise

mikroperthitisch aus Orthoklas und Albit gemengter Feldspate dürften wohl manche dieser Gesteine (zwischen Llanberis und Cwm-y-Glo, NW. von Cwm-y-Glo, Llyn Padarn bei Llanberis) zu den Quarzkeratophyren besser, als zu den Quarzporphyren zu stellen sein. Ebenso scheinen die nodular felsites von den Conway Falls und wohl auch das von Cole beschriebene Gestein von Digoed den Quarzkeratophyren anzugehören. Die Sericitisierung der Grundmasse in dem erstgenannten ist eine vollkommene und die Quarz-Albit-Trümer und Nester geradezu typisch.

Von einer Beschreibung der dynamometamorph-schiefrigen Quarzkeratophyre Westfalens kann Abstand genommen werden, da sie genau dieselben Charaktere zeigen, wie die an den Quarzporphyren beschriebenen, oft verquickt mit Carbonat- und Erzbildung. Daß die Carbonatbildung jedenfalls z. T. der dynamischen Umformung vorausging, beweisen die Quetschungen und Zerrungen, welche die sonst scharfen Rhomboëder des Braunspats erfahren haben.

Die hervorragende Wichtigkeit dieser dynamometamorphen Umwandlungen der Quarzporphyre in z. T. quarzitähnliche, z. T. sericitische Schiefer erkennt man erst bei dem Studium des kristallinen Grundgebirges. Die alte Regel, daß der Quarzporphyr dem kristallinen Schiefergebirge fehlt, ist nur richtig, wenn man dem Quarzporphyr das Prädikat »unverändert« gibt. In dynamometamorpher Facies gehört er zu den häufigsten Massen und die zu Häupten dieses Kapitels zitierten Arbeiten von O. Nordenskjöld, G. H. Williams und J. Bascom nebst andern behandeln solche präcambrische Gesteine. A. C. Lawson sagt: The rocks of the Keewatin Series, which in field parlance are referred to felsitic schists, but which in strict nomenclature are for the greater part altered quartz-porphyries, occur sometimes as formations of enormous thickness, occupying extensive areas and sometimes as comparatively insignificant beds a foot in thickness usw. und beschreibt dann für das Rainy Lake-Gebiet Kanadas dieselben Vorgänge, die wir hier schilderten. Solche Gebilde werden ihre Besprechung im 3. Bande dieses Buches finden.

Tuffe der Quarztrachyte und Quarzporphyre.

Die zu mehr oder weniger festen Gesteinsmassen verbundenen oder noch heute lockeren Gebilde, welche als in fragmentarem Zustande ausgeworfene Liparitgesteine aufgefaßt werden müssen, also Liparitbreccien, -Tuffe und -Aschen sind bisher nur spärlich Gegenstand mikroskopischer Untersuchung gewesen. So studierten Gümbel (Über den Riesvulkan, S. M. A. 1870, I. 157) und Penck (Z. D. G. G. 1879, XXXI. 562) Liparittuffe aus dem Ries bei Nördlingen, welche aus Fragmenten eines ausscheidungsfreien, schlackig-porösen, violettbraunen und durch schlierigen Farbenwechsel fluidal struierten Glases bestehen, die von einem tonigen Cäment verkittet werden, worin Stückchen von

Orthoklas, Muscovit und Biotit liegen. Die letztgenannten Mineralien können nach den geologischen Verhältnissen des Fundorts wohl nur aus der Tiefe stammen und werden auf altkristalline Massen des Erdinnern zurückgeführt.

Auf der Insel Unalaschka besteht (Delesse und de Lapparent Revue de géologie, 1878, XIV. 80) ein Tuffgestein aus Fragmenten, unter denen Sanidin, Quarz und Apatit erkannt wurden. Die chemische Zusammensetzung ist mit den Resultaten der mikroskopischen Untersuchung nicht wohl vereinbar.

Aus eckigen Bimssteinstückchen mit Obsidian- und Liparitfragmenten bestehende Tuffe beschreibt Vélain von der Baie des Manchots auf der Insel S. Paul im Indischen Ozean (l. c. p. 275 sqq.).

Renard bespricht einen Liparittuff von der Insel Ascension, welcher aus unregelmäßig eckigen Glasbruchstücken besteht, in denen Feldspatmikrolithe erkennbar sind. Diese Glasstückchen werden durch Chalcedon und Quarz verkittet, welche bald die Zwischenräume der Fragmente ganz ausfüllen, bald geodenähnliche hohle Räume lassen, in die der Quarz mit freien Kristallenden hineinragt. Die Glasscherben enthalten auch Sphärolithe und Magnetit. — Ein anderer Liparittuff von Dry Water Course auf Ascension besteht nach demselben Autor aus Fragmenten verschiedener auf der Insel anstehender Felsarten, welche von einer fluidal struierten gelblichen Glassubstanz durchtränkt und korrodiert sind. Diese enthält Sphärolithe. Quarz ist in ursprünglicher und sekundärer Form vorhanden. Letzterer hat die Feldspate des Tuffs derart durchdrungen, daß diese aus einem körnigen Quarzaggregat bestehen.

Zirkel (Mikroskop. Petrography, 264—274) beschreibt eine liparitische Breccie vom Mullen's Gap, W. des Pyramid Lake, welche aus haselnußgroßen eckigen Fragmenten eines lichtgrauen und dunkelgrauen Liparits in einem vorwaltend grauen Kitt zusammengesetzt ist. Die dunkelgrauen Liparitfragmente bestehen aus einem Obsidianglase mit Sanidin in kleinen Mikrolithen nebst Magnetit. In diesem Glase liegen Flüssigkeitseinschlüsse mit mobilen Libellen, die bei 110° C. noch keine Veränderung erleiden. — Am Cold Spring, Forman Mts. kommt eine Liparitbreccie vor, die aus sehr kleinen splitterförmigen Fragmenten eines gelblichgrünen Liparits in braunroter Liparitmasse bestehen; in Hohlräumen dieses Gesteins findet sich viel Tridymit. — Am Indian Creek, Humboldt River Range, steht ein Arkose-ähnlicher Liparittuff an, der aus verschiedenen Arten liparitisch-felsitischer Grundmasse in Bruchstückform, Feldspatfragmenten, abgerundeten Quarzen, Biotit- und Amphibolfragmenten ohne jeden Kitt besteht.

Al. A. Julien hat eine Anzahl geschichteter Tuffe von Challis, Idaho, und andern Lokalitäten der westlichen Vereinigten Staaten beschrieben, die z. T. wohl zu Daciten, z. T. jedenfalls zu Lipariten gehören. Dieselben bestehen (Bimssteintuffe) aus unregelmäßigen Körnern von Feldspat und ebensolchen oder Kristallen von Quarz (zweifellos

durch seine Glaseinschlüsse als vulkanisch charakterisiert), aus braunen Amphibolstengeln und sechsseitigen Biotittäfelchen neben bräunlichvioletten Glasscherben von rundlicher Form und Bimssteinstückchen. Dieselben werden durch eine Grundmasse von fasrigen Bimssteinstückchen und sehr kleinen Körnchen der genannten Mineralien verkittet. Das Gestein enthält außerdem Kügelchen und anscheinend hohle Schalen einer Glassubstanz und Quarz- und Feldspatfragmente mit anhängender Glaskruste. — Ein geschichteter Liparittuff von Tempiuta in Nevada besteht aus alternierenden Lagen von körniger und fasriger Textur. Die ersteren bestehen aus Feldspatkörnern und stark korrodiertem Quarz, Magnetit, Ferrit und kleinen, farblosen, vermutungsweise als Augit gedeuteten Partikeln in einer vorwiegend aus Bimsstein bestehenden Grundmasse. Die fasrigen Lagen bestehen aus ineinander oder aneinander gepreßten und geschweißten Bimssteinfasern. Die Textur dieser Tuffe würde nach Julien entweder durch eine Sichtung beim Niederfallen in der Luft oder durch den Druck überlagernder Massen, solange die Bestandteile noch heiß und plastisch waren, zu erklären sein. In andern Fällen könnte sie vielleicht auf die Einwirkung darüber hinwegfließender Lavaströme zurückzuführen sein. Die durch Druck und Zusammenschweißen entstandene Verschmelzung bringt einen sehr liparitähnlichen Habitus bei diesen Gesteinen hervor, welche dem bloßen Auge schneeweiß und kaolinartig erscheinen.

Liparittuffe vom Westabhang der Sierra Nevada in Kalifornien im Gebiet des Stanislas River, North Fork, zeigen nach Ransome sehr deutlich die Aschenstruktur der westfälischen Quarzkeratophyrtuffe in z. T. durchaus ursprünglichem Zustande.

Cross bespricht eigentümliche Liparitbreccien, deren Knauer riesige Sphärolithe sind in einer Grundmasse von feinem Ton oder Liparitglas von den Rosita Hills, Custer Co., Col.* — Vom South Park bei Leadville untersuchte Cross Liparittuffe, die aus Feldspat, Quarz, Biotit und Hornblende in einer matten, fleckigen und fasrigen, zum großen Teil mikrofelsitischen Substanz liegen.

Nach Iddings enthalten die Bimssteinfragmente der Liparittuffe im Westen von Richmond Mts. bei Eureka City Kristalle und Körner von Quarz, Feldspat und etwas Hypersthen, Biotit, Hornblende, Zirkon, Apatit und Orthit. Die kleinen Bimssteinfragmente sind voll von langgezogenen Flüssigkeitseinschlüssen mit Libellen und bestehen aus einer gelben Matrix von kleinen, durch Glas cämentierten Glaspartikeln. Der Glascäment wird oft kryptokristallin. Dazu kommen Fragmente von andersartigen glasigen, mikrofelsitischen und kryptokristallinen Ge-

* Am Democrat Hill in den Rosita Hills ist Liparit durch Solfatarenwirkung zu einem, dem Zellendolomit ähnlichen harten Gestein geworden, das aus Alunit und Quarz im Verhältnis 1:2 besteht. Die ursprüngliche Struktur des Gesteins ist in diesem Alaunfels vollkommen verwischt. Der Alaunfels ist seinerseits z. T. wieder zerstört unter Hinterlassung von etwas Diaspor (Mt. Robinson) bezw. Kaolin in dem nun zelligen Quarzgestein.

steinen. Mit der Annäherung an Basaltgänge, die diese Tuffe durchsetzen, stellen sich Spuren von Schmelzung ein. Die ganze Masse ist wie zusammengesintert und die Grenzen der einzelnen Partikel sind verschwommen. Unmittelbar am Basaltkontakt sind die Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse verschwunden und das Ganze ist zu einer einheitlichen Masse geschmolzen, in der jedoch die Grenzen der alten Fragmente noch erkennbar sind, so daß ein brecciöser Habitus entsteht. Dabei entwickeln sich Trichite und Mikrolithe und da das Volumen nun beträchtlich kleiner ist, erscheinen in der Flächeneinheit mehr Einsprenglinge, als in der ungeschmolzenen Tuffmasse. Zuletzt verschwindet auch der brecciöse Charakter der Schmelzmasse mehr und mehr und sie wird ein fast einheitliches Glas.

Liparittuffe von der Batak Hochfläche in Sumatra bestehen nach H. Bücking aus Lapilli, die durch ein Gemenge aus feinen konkavbogigen Aschenteilchen mit Splittern von Quarz und Feldspat cämentiert sind.

Auch eine umfassende mikroskopische Untersuchung der klastischen Glieder der Quarzporphyrfamilie steht noch aus. Von einer älteren und nicht sehr präzisen Beschreibung gewisser Felsittuffe des sächsischen Rothliegenden von A. Anger abgesehen, liegen auf mikroskopische Forschung gegründete Angaben von Cohen über Odenwälder, von Harada über Luganer Porphyrtuffe, von den sächsischen Landesgeologen über solche aus Sachsen, von Mehner über westfälische, von E. E. Schmid über thüringische, von Stelzner über solche der Anden, von Williams über ein Vorkommen vom Kesselberge im Schwarzwald, von Gerhard über ein solches von Lüspelkopf bei Gebweiler in den Vogesen, von Bonney und Davies mehr gelegentliche Mitteilungen über walisische Repräsentanten dieser Familie vor. Mit Benutzung der genannten Arbeiten und eigener Beobachtungen läßt sich konstatieren, daß die klastischen Quarzporphyrgesteine, wie ihr Name sagt, aus fragmentarem, ursprünglich sicher in lockerem Zustande ausgeworfenem Porphyrmaterial, also aus Bruchstücken und Kristallen der Einsprenglinge dieser Gesteine, und aus gröberen, lapilliähnlichen Brocken, sowie aus sehr fein zerriebenen, aschenähnlichen Teilchen des Gesteins selbst bestehen. Je nachdem eine oder die andere Art von Fragmenten vorwaltet, kann man dichte Tuffe (dahin gehören viele sogenannte Tonsteine), Kristalltuffe und agglomeratische Tuffe unterscheiden.

Die dichten Tuffe, zu denen u. a. die plasmaähnlichen grünen und gebänderten Vorkommnisse vom Ölberg* und Wendenkopf nördlich von Heidelberg, viele sächsische Tonsteine, die Tuffe aus dem Silur von Potrero de los Angeles, La Rioja, Argentinien, gehören, enthalten

* Andreae und Osann gelang es, in diesen Tuffen die Aschenstruktur, d. h. den Aufbau aus winzigen, konkav bogenförmig begrenzten Glasteilchen nachzuweisen. Natürlich sind diese Teilchen nicht mehr Glas, sondern in der beschriebenen Weise kristallin und mit Opal durchtränkt.

spärliche, scharfkantige Fragmente von Quarzkristallen und gelegentlich sehr frischen Feldspat, seltener Blätter von Biotit oder Muscovit in einer bei gewöhnlichem Lichte ziemlich homogen aussehenden, mehr oder weniger farblosen und mit sehr fein verteilten Eisenoxyden verschiedener Art durchsprenkelten Grundmasse. Zwischen gekreuzten Nicols treten aus dieser Grundmasse oft nur spärliche, sehr kleine, doppelbrechende Körnchen oder Leistchen heraus, während der Rest sich isotrop verhält. In andern Vorkommnissen häuft sich die Menge der doppelbrechenden, aber stets äußerst kleinen Körnchen und Blättchen so sehr, daß eine isotrope Substanz nicht mehr nachweisbar ist. Unter den doppelbrechenden Teilchen dieser Grundmasse ist ein farbloser, sehr feinfilziger Glimmer in einzelnen Individuen, oder in mehr weniger geradlinig begrenzten Aggregaten von angenähert rektangulärer Form, wohl auch in rundlichen und elliptischen Flecken, oder endlich in längeren und breiteren, sich gelegentlich verzweigenden Strähnen recht sicher zu erkennen; ebenso bietet die Deutung grünlicher Schuppen und Aggregate als Chlorit keine Schwierigkeit. Dagegen ist die Bestimmung der winzigen, doppelbrechenden Körnchen als Quarz oder Feldspat zumeist eine hypothetische. Selbst die Unterscheidung des hellen Glimmers von Kaolin ist meistens ohne chemische Hilfsmittel nicht ausführbar. — Daß die in solchen Grundmassen nachweisbare isotrope Substanz in manchen Fällen amorphe Kieselsäure (Opal) sei, wurde zuerst von E. Cohen an den Odenwälder Tuffen dargetan, aus welchen er durch Behandlung mit Kalilauge 11% eines Kieselsäurehydrats ausziehen konnte; ob eine solche Deutung allgemeiner zulässig sei, darüber fehlt es an Anhaltspunkten. Der Aufbau solcher Grundmassen aus fragmentaren Partikeln ist fast nirgends mit Sicherheit nachweisbar; sie sehen meistens durchaus einheitlich aus. Mikrofelsitischer Habitus ist nur selten bei solchen Grundmassen vorhanden. Die Feldspateinsprenglinge sind sehr oft stark kaolinisiert oder in dichten Muscovit (Pinitoid) umgewandelt; der Biotit zeigt die gleichen Veränderungen, wie in den Quarzporphyren selbst. Gelegentlich finden sich Zirkonkriställchen. Williams beobachtete anscheinend einmal Rutil am Kesselberge. — Die Unterscheidung dieser dichten Porphyrtuffe (Tonsteine) von unfrischen massigen Quarzporphyren kann überaus schwierig und unsicher werden. — Cohen, welcher die amorphe Kieselsäure für später zugeführt hält und solche Tuffe demgemäß silifizierte Tuffe nennt, glaubt auch die frischen Feldspatkristalle und kleine silberweiße Glimmerblättchen in den Gesteinen vom Ölberg und Wendenkopf für Neubildungen ansehen zu sollen.

Kristalltuffe, wie sie Cohen vom Feuersteinbuckel und Vorderheubach im Odenwalde, Harada aus der Gegend von Lugano und Klockmann aus dem Flechtingen-Neuhaldenslebener Höhenzuge, NW. von Magdeburg, beschrieb und wie sie im sächsischen Rothliegenden vielfach vorkommen, werden vorwiegend aus Kristallen und Fragmenten von Quarz und Feldspat, spärlicher von Biotitblättchen und weißem

Glimmer nebst vereinzelten Vorkommnissen der akzessorischen Mineralien der Quarzporphyre aufgebaut. Wo neben diesen Mineralien ein Cäment nur ganz untergeordnet oder überhaupt nicht sicher nachweisbar vorkommt (Odenwald) erhalten die Gesteine einen arkoseähnlichen Habitus. Ist ein Cäment vorhanden, so hat dieses die Eigenschaften der Grundmasse der dichten Porphyrtuffe. Auch hier kann die Unterscheidung von kompakten Porphyren recht schwierig werden. Die Grundmassen solcher Kristalltuffe, welche bei schwachen Vergrößerungen allotriomorph-holokristallin zu sein scheinen, erweisen sich bei starker Vergrößerung bisweilen durchweg sphärolithisch. Das ist z. B. der Fall bei einem durch Chlorit grüngefärbten Kristalltuff der Gegend von Rochlitz. Die sphärolithischen Gebilde sind farblos und optisch positiv; die größeren derselben sind nach blättriger Struktur und Doppelbrechung recht sicher als Muscovit oder Kaolinkugeln und Rosetten zu bestimmen. Diese Deutung wird dadurch gestützt, daß die pinitoiden Umwandlungsprodukte der Feldspate die gleichen Gebilde reichlich enthalten.

Agglomeratische Tuffe enthalten vorwiegend lapilliähnliche und aschenähnliche Bruchstücke von Quarzporphyr, deren Durchmesser oft ein sehr geringer wird, so daß man sie erst unter dem Mikroskope erkennt. Die Formen dieser Fragmente sind äußerst mannigfache. Meist rundlich, seltener kurz oder lang stabförmig, halbmondförmig, hammerähnlich, dreieckig oder sonstwie polygonal mit bald geraden, bald konvex-, bald konkavlinigen Rändern, durchaus übereinstimmend mit gewissen gröberen vulkanischen sauren Aschen, sind die Bruchstücke in manchen Fällen direkt aneinandergepreßt, gewissermaßen gelenkförmig ineinandergefügt, in andern Fällen durch ein homogenes Cäment verkittet, wie es die Grundmasse der dichten Tuffe bildet. Die Fragmente gehören nach Art ihrer Grundmasse-Ausbildung bald zu den felsophyrischen, bald zu den kryptokristallinen, seltener zu den vitrophyrischen Quarzporphyren. Kristallfragmente pflegen zahlreich beigemengt zu sein. Überhaupt gehen diese drei Abteilungen durch wechselndes Überwiegen der Kristallfragmente, der Porphyrlapilli und der dichten Grundmasse ineinander über, wie sie ja auch stratigraphisch oft durch Wechsellagerung verbunden sind. — Solche agglomeratische Porphyrtuffe kommen unter den braunen Tuffen der Gegend von Rochlitz und bei Colditz in Sachsen vor.* Bonney beschreibt sie aus der Umgebung von Llyn Padarn in Caernarvonshire und gebraucht für sie den Namen Agglomerate.

Ausscheidung von Kieselsäure in der Form von Nestern und Adern

* Die für das Mikroskop kristallinen Tuffe von Garsebach bei Meißen hält Sauer für umkristallisierte glasige Aschen, die eine porose Beschaffenheit gehabt haben müssen, da in ihnen linsenförmige und rundliche Partien von gröberem Korn und offenbar zentripetaler Anordnung der sie füllenden Quarz-Feldspat-Aggregate sich finden. Bei Wachtnitz ist dieser Tuff verkieselt und enthält hexagonale Biotitblättchen, die dem Aschenregen angehörten.

von Chalcedon und Hornstein sind in allen Porphyrtuffen verbreitet. Dem eigentlichen Porphyrmaterial ist auch fremde Gesteinssubstanz in Brocken der durchbrochenen Gesteine vielfach beigemengt.

Wo die Porphyrtuffe im gestörten Gebirge liegen, erleiden sie ähnliche Dynamometamorphosen, wie die Quarzporphyre selbst. Die Eventualität eines solchen Prozesses hat Lossen bereits im Jahre 1869 (Z. D. G. G. XXI. 330) ausgesprochen, und das Studium der sog. Porphyroide läßt keinen Zweifel daran, daß für viele derselben echte klastische Porphyrtuffe das ursprüngliche Material lieferten. Die mehr oder weniger vollkommene Identität des stofflichen Substrats bei dynamometamorphen Quarzporphyren und ebensolchen Quarzporphyrtuffen einerseits, die Identität der metamorphosierenden Kräfte und Agentien, welche auf Porphyrtuffe und Schiefergesteine andererseits einwirkten, bedingt es, daß nach dem heutigen Standpunkt unserer Erfahrungen auf diesem Gebiete die Unterscheidung von dynamometamorphen Quarzporphyren, dynamometamorphen Porphyrtuffen (Lossen nennt sie sehr glücklich Klasto-Porphyroide) und eigentlichen Porphyroiden (d. h. dynamometamorph veränderten Sedimentgesteinen) große Schwierigkeiten hat. Die Mineralien, welche alle diese Gesteine gemeinschaftlich aufbauen, sind dieselben: Quarz, Feldspat (Orthoklas, Albit, Mikroperthit), Sericit, Chlorit, Calcit, Epidot, Titanit, Carbonspäte usw. Man wird daher die Unterscheidungsmerkmale in der Form und Ausbildungsart dieser Gemengteile, sowie in der Modalität ihrer Anordnung, also in der Gesteinsstruktur zu suchen haben.

Ohne irgendwie Abgeschlossenes und Unumstößliches auf diesem schwierigen Felde bieten zu können, glaube ich dennoch, die Resultate mitteilen zu sollen, welche das Studium eines z. T. von Lossen's kundiger Hand gesammelten Materials aus dem Harz und Westfalen ergab. — Man kann es zunächst als einen Erfahrungssatz aussprechen, daß bei der kristallinen Differenzierung der zu Porphyroiden sich umwandelnden Sedimentgesteine, zumal der Schiefer, konkretionäre Trum- und Nesterbildung, nicht die Entwicklung idiomorpher Einsprenglinge, das Normale ist, während bei der kristallinen Differenzierung schmelzflüssiger Eruptivmassen das Umgekehrte stattfindet. Da nun die Dynamometamorphose die ursprüngliche Gesteinsstruktur z. Th. nur modifiziert, nicht absolut verwischt, dort aber, wo allerdings über die ursprüngliche Gesteinsstruktur eine gänzlich andere — ich möchte sagen übergedruckt ist, dennoch gewisse Eigentümlichkeiten der ersteren bestimmend fortwirkten, so kommt es darauf an, wie bei einem Palimpsest, das Ursprüngliche herauszulesen. Es dürfte das reichliche Vorhandensein von idiomorphen Einsprenglingen, zumal wenn dieselben (wie etwa in Glasinterpositionen, durch magmatische Resorptionen bedingten chemischen Deformationen usw.) deutliche Beweise ihres pyrogenen Ursprungs tragen, beweisend sein für ursprünglich eruptives Material. Ebenso wird ein solcher als wahrscheinlich

indiziert, wenn die größeren Individuen eine evident fragmentare Form besitzen, also von Bruchflächen begrenzt werden. Das absolute Fehlen solcher Einsprenglinge dürfte für ursprüngliches Schiefermaterial sprechen; die Annahme eines solchen wird in keiner Weise gehindert durch selbst reichliches Vorhandensein größerer Individuen, deren allotriomorphe Begrenzung nicht durch Bruch, sondern durch Gegeneinanderwachsen mit den Gemengteilen der Grundmasse bedingt ist. Inwieweit mechanische Deformationen (undulöse Auslöschung, randliche Kataklase usw.) der einsprenglingsartigen Gemengteile für die Präexistenz dieser mit Beziehung auf den Zeitpunkt der Dynamometamorphose sprechen, ist oft nicht sicher zu konstatieren. Die Erfahrungen an den Einsprenglingen der kontaktmetamorphen Gesteine (Andalusite usw. der Hornfelse) deuten an, daß eine mechanische Deformation von Gesteinsgemengteilen nicht bewirkt wird durch dieselben geologischen Vorgänge, welchen sie ihre Bildung verdanken. Immerhin ist nicht zu übersehen, daß der Prozeß der Gesteinsumwandlung durch orogenetische Vorgänge ein sehr langsamer und durch lange Zeitläufte hin anhaltender ist, und daß demnach recht wohl die in früheren Abschnitten entstandenen Neubildungen in späteren Abschnitten desselben Prozesses deformiert werden konnten.

Wie die Grundmasse der Quarzporphyre sich in einer dynamometamorphen Facies entwickelt, wurde im vorhergehenden Kapitel beschrieben. Die unter denselben Verhältnissen sich vollziehende Umgestaltung eines Porphyrtuffes, oder richtiger eines Quarzkeratophyrtuffes, findet man gut dargestellt an einem Vorkommen unterhalb Jagdschloß Röspe bei Berleburg im obersten Ederthalgebiet in Westfalen. Bei schwacher Vergrößerung erblickt man zunächst Fragmente von Quarz- und Feldspatkristallen, darunter viel zwillingsgestreifte, teils selbstständig, teils in sehr kleine, rundliche oder ellipsoidische, selten eckige, trübe Gesteinspartikel eingebettet. Diese trüben und wenig lichtdurchlässigen Partikel sind z. T. ganz isotrop, z. T. enthalten sie kleine, nicht deutbare, doppelbrechende Körnchen und größere Sericittafeln. Ein Vergleich mit der Grundmasse felsophyrischer Quarzporphyre lehrt, daß dieses Gestein ein agglomeratischer Porphyrtuff ist, dessen Hauptmasse aus kleinen Aschenteilchen besteht. Jedes dieser Aschenteilchen ist von einer wasserhellen Hülle umgeben, die aus Quarz, oder aus Quarz und Feldspat (Albit?) besteht, deren Individuen senkrecht auf der Oberfläche der Aschenteilchen stehen. Von der Peripherie her dringen diese Neubildungen in die Aschenteilchen vor und ersetzen dieselben nach und nach; an ihre Stelle treten kleine Quarz-Albitnester. Gleichzeitig entwickeln sich im Gestein breitere Trümer aus demselben Material. Im Durchschnitt erscheinen die Quarz- oder Quarz-Feldspathüllen natürlich als schmale gewundene Bänder, oder wo mehrere sich berühren, als etwas konkavseitige Polygone. Kleine Putzen von Karbonaten und spärliche Schieferbrocken gesellen sich zu diesen Mineralien als Bestandteile des Gesteins. Die Umwandlung des Gesteins ist hier

offenbar von den Interstitien der ursprünglichen Aschenteilchen aus vorgeschritten.

Etwas anders wird das Bild bei den Gesteinen vom Bielstein zwischen Olpe und Altenhundem und Burhagen bei Altenhundem, die zu den quarzfreien flasrigen Lenneporphyren von Dechen's gehören. Die Fragmente von Quarz fehlen hier; solche von vorwiegend gestreiftem Feldspat sind ziemlich reichlich vorhanden, das Gestein war ursprünglich ein Keratophyrtuff. Die Aschenteilchen treten sehr zurück, Fragmente von kohlereichem Schiefer sind nicht selten und zumeist auffallend rundlich. Die Hauptmasse des Gesteins aber besteht aus eigentümlichen, bald stabförmigen, bald keulenförmigen, bald drei- oder mehrseitigen, konkavbogig begrenzten Körperchen, welche bald aus einer zentralen, chloritähnlichen Substanz und peripherischem sehr feinschuppigem Sericit oder ganz aus Sericit, seltener aus einem Gemenge von Quarz und Albit mit einer Sericithülle bestehen. Auch ein rhomboëdrischer Karbonspat oder ein Gemenge dieses mit Chlorit bildet hie und da die Konkavbogen-Körper. Wie immer auch der Bestand sei, die Anordnung der Gemengteile in diesen Konkavbogen-Körpern ist analog derjenigen in einer Mandel, roh-konzentrisch und centripetalstenglig. Zwischen diesen konkav-bogigen Konkretionen hin ziehen sich Schnüre eines feinkörnigen Quarz-Albit-Aggregates*.

Auf diese in gewissen Porphyroiden ungeheuer verbreitete und höchst charakteristische Struktur hat Lossen zuerst aufmerksam gemacht und ihre mögliche Bedeutung für die Bestimmung des ursprünglichen Gesteins in das rechte Licht gesetzt. Dieselbe mit Sicherheit zu deuten, ist noch nicht möglich. Man könnte die Form anscheinend wohl aus der Lapillinatur des ursprünglichen Bestandes ableiten, nach Analogie der über das Gestein von Jagdschloß Röspe mitgeteilten Beobachtungen. In gewissen Fällen mag das auch zutreffen, aber im vorliegenden Falle hätte man die Lapilli-Interstitien der Lapilli ohne die Lapilli selbst. Man wird für andere Fälle, sicher auch für den vorliegenden, diese eigentümlichen Formen aus der ursprünglichen Gestalt der Aschenteilchen selbst ableiten können; die winzigen Glasscherben der sehr feinen, sauren, vulkanischen Aschen zeigen gelegentlich sehr mannigfache konkavbogige Formen, die z. T. vollkommen denen in den Gesteinen von Altenhundem ähneln. Man könnte endlich an Durchschnitte von Petrefakten denken.

Mit diesen aus der 2. Auflage dieses Buches entnommenen Schilderungen stimmen die Beobachtungen Mügge's an einem großen Material von westfälischen Quarzkeratophyrtuffen gut überein. Zur Vervollständigung des Bildes entnehme ich noch seinen Beschreibungen einige Angaben. — In dem sericitreichen, mit 1—2 m Mächtigkeit über dem Quarzkeratophyr von Oberhundem liegenden Tuff bildet der Sericit

* H. W. Fairbanks untersuchte eine liparitische Tuffschicht im Miocän des Gebietes von Point Sal in Kalifornien mit denselben Aschenformen, wie sie hier aus den Porphyroiden beschrieben werden und lieferte eine für die Deutung wichtige Analyse.

z. T. Pseudomorphosen nach Feldspat, z. T. größere rutilreiche Flatschen. Der eigentlichen Tuffmasse sind rutilreiche Schieferschülpchen beigemengt, die ganz allmählich und ohne scharfe Grenzen in die Tuffmasse verlaufen. — Ein sericitreicher Tuff vom Steimel, WSW. von Schameder, enthält häufigen Anatas, der gern mit dem Chlorit vergesellschaftet und dann von Limonit begleitet wird. Rutil fehlt, Albitkristalle sind häufig, kleine Hohlräume rühren von ausgewitterten Karbonaten her. Solcher Tuff enthält an der Grenze gegen den hangenden sandigen Schiefer Petrefakten, welche mit Tuffmasse erfüllt sind. (Der bekannte Schild von *Homalonotus crassicauda*, der von hier stammt, besteht dagegen aus Schiefermasse.) Flatschen und Fetzen, z. T. auch geröllartige Einschlüsse* von Tonschiefer sind häufig im Tuff, erstere vorwiegend in dem geschieferten, letztere in dem ungeschieferten Tuff, so daß wahrscheinlich die Schieferung erst eine nachträgliche ist. Im ungeschieferten Tuff liegen die Aschenteilchen regellos, durch die Schieferung werden sie geordnet, zusammengepreßt, ihre scharfgebogenen Grenzen werden flacherbogig und die zwischen sie geknetete Tonschiefermasse nimmt ähnliche Formen an, so daß Anklänge an eine fluidale Struktur sich ausbilden. — Manche Tuffe des Edergebiets enthalten bis 20 mm große, zahlreiche Ellipsoide, deren mittlerer Durchmesser parallel der Schnittlinie von Schieferung und Schichtung orientiert ist, während der kleinste senkrecht zur Schieferung und annähernd parallel der Schichtung, der größte senkrecht zur Schichtung und annähernd parallel zur Schieferung liegt. Diese Linsen sind dunkelgrüngrau, dunkler als der Tuff, heller als die Schiefersubstanz, treten beim Hammerschlag aus der Schieferungsfläche heraus und lösen sich leicht ab. Die Schieferung geht durch sie hindurch; sie sind konzentrischschalig und haben im Zentrum bald einen Hohlraum mit etwas Eisenocker, bald mit Eisenocker durchtränkten Sericit, bald ein Plagioklaskorn, zuweilen auch Calcit (anscheinend ein Petrefakt-Fragment). Die konzentrischen Schalen bestehen abwechselnd aus reiner Tuffsubstanz mit Aschenstruktur, aus Gemengen dieser mit Schiefersubstanz und wohl auch aus reiner Schiefersubstanz. Es pflegen 3 bis 4 schieferreiche dunklere Schalen vorhanden zu sein. Mügge hält diese Dinge für erbsensteinähnliche Bildungen, die erst durch den Druck zu Ellipsoiden wurden. — Im Steinbruch »Im Alten Garten«, SSO. von Schameder, am rechten Gehänge des nach Amtshausen führenden Tälchens steht ein kristallreicher Tuff an, der voll von Petrefakten steckt. Wo die Schalen dieser erhalten sind, bestehen sie aus Schiefermaterial, während das Innere mit Tuffsubstanz und Feldspat erfüllt ist**.

* Daß diese Gebilde jedoch keine eigentlichen Gerölle sind, erkennt Mügge daraus, daß Quarzadern des Hauptgesteins ebenmäßig auch durch sie hindurchsetzen, daß sie am Rande, ja bis ins Zentrum hinein Kristalle von Albit enthalten und daß selbst Adern im Tuff durch sie hindurchziehen. Bisweilen enthalten sie im Zentrum Pyrit; andere sind geodenartig und enthalten Eisenocker.

** Mügge meint, daß auch manche Harzer Porphyroide (Erster Steinbruch im Tiefenbachtal, links vom Lupbodetal) hierher gehören. Sie kommen auch in der Bala Series, Caernarvonshire, vor und werden hier z. T. als Rhyolithe bezeichnet.

Bezüglich der Nomenklatur schlägt Mügge vor, die mit Sedimentmaterial gemengten Tuffe als Tuffite zu bezeichnen, und deren metamorphe (nicht kontaktmetamorphe) Facies Tuffoide zu nennen. Loewinson-Lessing, der früher (T. M. P. M. 1888. IX. 532) das Wort Tuffoide in anderm Sinne verwandt hatte, schließt sich diesem Vorschlage an. Ich werde die Bezeichnung Tuffporphyroide oder Klastoporphyroide beibehalten.

E. Mathieu beschreibt ein fossilführendes Quarzkeratophyr-Tuffoid von Grand-Manil in Belgien, welches im dreimaligen Wechsel mit silurischen Schiefern (Assises de Gembloux) auftritt. Bei weißlicher bis hellgrünlicher Farbe führt es allotriomorphen, scharfkantigen und oft konkavbogig begrenzten Quarz, allotriomorphen, als Albit bestimmten Feldspat und Biotitblättchen mit Einschlüssen von Zirkon, Apatit und Sagenit in einer aus Sericit und Tonschieferschülpchen bestehenden Grundmasse. Nach Ansicht des Verf.'s wäre dieses Tuffoid aber nicht aus ursprünglichen Tuffen im Gemenge mit normalem Sediment, sondern aus Tonschiefersediment und klastischen Massen eines durch Erosion zerstörten Eruptivgesteins gebildet. Die mitgeteilten Analysen stimmen nicht recht mit der Albitnatur des Feldspates.

Das Auftreten konkavbogig begrenzter Durchschnitte in zweifellosen Schieferporphyroiden, z. B. am Pfaffenkopf bei Treseburg am Harz, lehrt, daß diese Formen auch durch ein eigentümliches, man möchte sagen, launiges Vordringen der Umwandlungsprozesse auf Flächen geringsten Widerstandes, wohl Quetsch- und Gleitflächen im Gestein entstehen können und also nicht absolut entscheidend für die Frage nach dem ursprünglichen Substrat eines porphyroidisch veränderten Gesteins sind. Man hat in dieser Erscheinung dann also eine Art Migrationsstruktur zu sehen.

Die Familie der Trachyte und quarzfreien Porphyre.

Literatur.

Jos. G. Aguilera y Ez. Ordoñez, Expedicion scientifica al Popocatepetl. Comision geol. Mexicana. Mexico 1895.

L. v. Ammon, Petrographische Ergebnisse der Reise des Herrn R. Oberhummer in Kleinasien nebst allgemeinen geologischen Bemerkungen. Aus R. Oberhummer und H. Zimmerer, Durch Syrien und Kleinasien. Berlin 1899.

G. Angelbis, Über die Bimssteine des Westerwaldes. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. für 1881. 1882. 393—411.

H. Arsandaux, Sur un trachyte à noséane du Soudan français. C. R. 1904. CXXXVIII. 163.

— Contributions à l'étude des roches alcalines de l'Est-Africain. Compt. Rend. Scientif. de la Mission Duchesne-Fournet. Paris 1906.

H. Bäckström, Über den Rhombenporphyr aus dem Brumuntale in Norwegen. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. 1888. XIV. Afd. II. No. 3.

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. (In H. Abich, Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1.) Westhälfte. Wien 1882. 329—364.

— Gesteine der Columbretes. T. M. P. M. 1896. XVI. 155 sqq. und 308 sqq.

H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des Indischen Archipels. Amsterdam 1880.

— Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verhd. Kon. Akad. XXIII. Amsterdam 1882.

G. Berg, Gesteine von Angola, São Thomé und St. Helena. T. M. P. M. 1903, XXII. 356.

A. Bergeat, Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. T. M. P. M. 1892. XII. 263.

— Zur Kenntnis der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. Z. D. G. G. 1894. XLVI. 131.

S. Bertolio, Note sur quelques roches des Collines Euganéennes. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XXI. 406. 1893.

— Studio micrografico di alcune roccie dell' Isola di San Pietro (Sardegna). Boll. Com. geol. d'Italia. 1894. No. 4.

— Contribuzione allo studio dei terreni vulcanici di Sardegna. Boll. R. Com. geol. Italia 1896. 181.

Fr. Berwerth, Über Gesteine von Jan Mayen. Wien 1886.

F. Beyschlag, Geognostische Skizze der Umgegend von Crock im Thüringer Wald. Zeitschr. f. d. ges. Nat. LV. 34—37. Halle 1882.

F. Bier, Petrographische Untersuchung von Gesteinen aus Südarabien. Denkschr. d. math.-naturw. Klasse d. kais. Akad. Bd. LXXI. Wien. 1906.

Jos. Blaas, Petrographische Studien an jüngeren Eruptivgesteinen Persiens. T. M. P. M. 1880. III. 457—503.

M. Boule, Description géologique du Velay. Bull. du Service de la Carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.

R. Brauns, Bimsstein auf primärer Lagerstätte von Görzhausen bei Marburg. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 234.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882.
— Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin for Naturvid. XXVIII. 1884. 253–419.
— Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Leipzig 1890.
W. Bruhns, Die Auswürflinge des Laacher Sees in ihren petrographischen und genetischen Beziehungen. Verhdl. naturf. Ver. Bonn 1892. XLVIII. 282.
— Petrographische Mitteilungen. I. Verhdl. naturhist. Ver. der pr. Rheinl., Westf. und des Reg.-Bez. Osnabrück 1896. LIII. Jahrgang. 39.
Lor. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma 1886. No. 7 e 8.
— Gli inclusi della trachite di Monte Virginio. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1886. No. 9 e 10.
— Contribuzione allo studio petrografico dell' agro Sabatino e Cerite (prov. di Roma). Boll. R. Com. geol. Roma. 1886. No. 5 e 6.
— Contribuzione allo studio petrografico dei vulcani viterbesi. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1888. 57.
H. Bücking, Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlungen des geol. Reichsmus. zu Leiden. (1.) VII. 27. Leiden 1902.
L. Busatti, Sulle trachite della Tolfa. Proc. verb. Soc. toscana di Sc. nat. 4 Luglio. 1886.
Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bollet. de la Comision del mapa geológ. de España. IX. 1882.
Geo. W. Card, On a trachytic rock from Coonabarabran District, N. S. Wales. N. S. Wales geol. Survey Records IV. 3. 115. Sydney 1895.
Geo. W. Card and J. B. Jaquet, The geology of the Cambewarra Mountain, N. S. Wales, with especial reference to the volcanic rocks. Analyses by J. C. H. Mingaye and H. P. White. Records N. S. Wales geol. Survey. VIII. Part 3. Sydney 1903. 103.
J. H. Caswell, Microscopical petrography of the Black Hills of Dacotah. Washington 1880.
C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel und Roßdorf der geolog. Karte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1886.
K. von Chrustschoff, Über eine Gruppe eigentümlicher Gesteine vom Taimyr-Lande aus der Middendorf'schen Sammlung. Mélanges géol. et paléont. I. 153. 1892. Petersburg.
E. Cortese e V. Sabatini, Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie. Mem. descritt. della Carta geol. d'Italia. VII. Roma. 1892.
Ch. Wh. Cross, Petrography of the Leadville Region in: S. F. Emmons, Geology and mining industry in Leadville, Col. Monograph XII. U. S. geol. Survey Washington 1887.
— On some eruptive rocks from Custer Co., Col. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1887. 228.
— Geology of the Rosita Hills, Custer Co., Col. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1890. 269.
— An occurrence of trachyte on the island of Hawaii. Journ. of geol. 1904. XII. 510.
F. R. Cowper Reed, The igneous rocks of the coast of County Waterford. Q. J. G. S. 1900. LVI. 657.
J. Curie et G. Flamand, Étude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.
K. Dalmer, J. Hazard und A. Sauer, Erläuterungen zu Sektion Leipzig der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1882.
A. Dannenberg, Studien an Einschlüssen in den vulkanischen Gesteinen des Siebengebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 17.
— Die Trachyte, Andesite und Phonolithe des Westerwaldes. T. M. P. M. 1897. XVII. 301 und 421.
— Der Vulkanberg Monte Ferru in Sardinien. N. J. B.-B. XXI, 1. 1905.

T. W. E. David, W. F. Smeeth, J. A. Schofield, Notes on Antarctic rocks collected by M. C. E. Borchgrevink. Journ. and Proc. New South Wales Roy. Soc. 1895. XXIX. 461. (N. J. 1899. I. -476-.)

W. Deecke, Fossa Lupara, ein Krater in den phlegräischen Feldern bei Neapel. Z. D. G. G. 1888. XL. 166.

— Zur Geologie von Unteritalien. N. J. 1891. II. 286.

Vera de Derwies, Recherches géologiques et pétrographiques sur les Laccolithes des environs de Piatigorsk (Caucase du Nord). Génève 1905.

Corn. Doelter, Über einige Trachyte des Tokay-Eperieser Gebirges. T. M. M. 1874. 199.

— Aus dem siebenbürgischen Erzgebirge. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1874. XXIV. 21.

— Trachyte von der Insel Kos. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1875. No. 13. 233.

— Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien. XXXVI. 1875.

— Die Produkte des Vulkans Monte Ferru. Ibid. XXXIX. 1878.

R. v. Drasche, Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien 1878. 663—677.

L. Dressel, Mitteilungen vom Laacher See. N. J. 1870. 559.

Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. T. M. P. M. 1886. VIII. 73.

J. V. Elsden, On the igneous rocks occurring between St. David's Head and Strumble Head (Pembrokeshire). Q. J. G. S. 1905. LXI. 579.

B. K. Emerson, Alaska. The results of the Harriman Alaska-Expedition. Vol. IV. General Geology. Notes on the stratigraphy and igneous rocks. With petrographic notes by Ch. Palache.

L. dell' Erba, Sulla sanidinite sodalito-pirossenico di Sant' Elmo. Rend. R. Accad. Napoli 1890, fasc. 6.

— Considerazioni sulla genesi del piperno. Atti R. Accad. Sc. fis. e nat. Napoli. (2.) V. No. 3. 1892.

— La sanidinite sodalito-anortitica di Montenuovo. Napoli 1893. (Boll. Com. geol. Ital. 1894. 192.)

L. Erös, Die Trachyte und Granite Ost-Serbiens. (Auszug in F. K. 1894. XXIV. 348.)

J. Felix und H. Lenk, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. II. Teil. Leipzig 1898.

L. Finckh, Die Rhombenporphyre des Kilimandscharo. Festschrift Harry Rosenbusch. 373. Stuttgart 1906. cf. auch N. J. Centralblatt 1902. 204.

H. v. Foullon, Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.

F. Fouqué, Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 983.

H. Francke, Studien über Kordillerengesteine. Apolda 1875.

G. Freda, Sulle masse trachitiche rinvenuti nei recenti trafori delle colline di Napoli. Rend. R. Accad. d. sc. fis. e mat. di Napoli. (2.) III. 38. 1899. (N. J. 1892. II. 254.)

P. Alex. Friedrich, Das Rotliegende und die basischen Eruptivgesteine der Umgebung des großen Tafelberges. Halle 1878.

C. W. C. Fuchs, Die Insel Ischia. T. M. M. 1872. 201.

Sir Arch. Geikie, Annual Report of the Geological Survey of the United Kingdom for the year ending Dec. 31. 1896. London 1897.

H. Grebe, Erläuterungen zu Blatt Wahlen und Lebach der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten.

H. Grebe, A. Leppla und F. Rolle, Erläuterungen zu Blatt Nohfelden, Birkenfeld und Freisen der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

J. W. Gregory, Contributions to the geology of British East Africa. II. The geology of Mount Kenya. Q. J. G. S. 1900. LVI. 205.

J. W. Gregory, The geology of Mount Macedon, Victoria. Proceed. Roy. Soc. of Victoria. Vol. XIV. (New Series). 185. Melbourne 1902.
P. Grosser, Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges. T. M. P. M. 1893. XIII. 39.
C. W. Gümbel, Geologische Fragmente aus der Umgegend von Ems. S. M. A. 1882. II. 197—239.
Alfr. Harker, The tertiary igneous rocks of Skye. With notes by C. T. Clough. Glasgow 1904.
Fr. H. Hatch, Memoir on sheets 138 and 139 of the Map of the Geological Survey of Ireland. 1888.
— On the lower carboniferous volcanic rocks of East Lothian. Trans. Roy. Acad. Edinb. 1892. XXXVII. 115.
Joh. Heinemann, Die kristallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.
J. E. Hibsch, Über einige minder bekannte Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1887. IX. 232.
— Erläuterungen zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt Bensen. T. M. P. M. 1897. XVII. 1.
— Erläuterungen zu Blatt Rongstock-Bodenbach der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1899. XIX. 1.
— Erläuterungen zu Blatt Großpriesen der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1902. XXI. 465.
A. W. Howitt, The rocks of Noyang. Transact. Roy. Soc. Victoria. May 1883. Melbourne.
— Notes on certain plutonic and metamorphic rocks at Omeo. Rep. and Stat. Min. Dep. for quarter ended 31 March 1890. Melbourne 32.
L. C. Hubbard, Beiträge zur Kenntnis der Nosean-führenden Auswürflinge des Laacher Sees. T. M. P. M. 1887. VIII. 356.
Eug. Hussak, Die Trachyte von Gleichenberg. Mitteil. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878.
Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.
J. Shearson Hyland, Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. T. M. P. M. 1889. X. 203.
H. J. Jensen, Geology of the volcanic area of the East Moreton and Wide Bay Districts, Queensland. Proceed. Linnean Soc. of New South Wales. 1906. Part 1.
— Preliminary note on the geological history of the Warrumbungle Mountains. Proc. Linnean Soc. of New South Wales 1906. Part 2. 228.
H. G. Jevons, Note on the Keratophyres of the Breidden and Beswyn Hills. Geol. Mag. (5.) L. 13. London 1904. (N. J. 1905. II. -385-.)
C. v. John, Über Gesteine von Požoritta und Holbak. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1899. XLIX. 559.
— Über kristallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowina. Wien 1880.
H. J. Johnston-Lavis, Trachite sodalitica recentemente scoperta a Napoli. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1889. XX. 132. cf. auch Geol. Mag. (3.) VI. 74.
E. Kaiser, Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. Verhand. naturhist. Ver., LIV. Jahrg. Bonn 1897.
E. Kalkowsky, Über den Piperno. Z. D. G. G. 1878. XXX. 663—677.
— Die augithaltenden Felsitporphyre bei Leipzig. Z. D. G. G. 1873 XXVI. 586.
W. Kilian et P. Termier, Note sur divers types pétrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives des Alpes françaises. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XXVI. 357. 1898.
Th. Kjerulf, Beskrivelse af en raekke norske bergarter. Kristiania 1892.
C. Klein, Petrographische Untersuchung einer Suite von Gesteinen aus der Umgebung des Bolsener Sees. S. B. A. 1888. V. 91.
G. Klemm, Über die Trachyte der Gegend nördlich von Darmstadt. Ber. über die 32. Verh. d. Oberrh. geol. Ver. in Marburg am 6. April 1899. Stuttgart.
— Die Trachyte des nördlichsten Odenwaldes. Notizblatt d. Ver. für Erdkunde. 4. Folge, Heft 26. Darmstadt 1905.

C. W. Knight, Analcite-trachyte Tuffs and Breccias from South West Alberta, Canada. The Canadian Record of Science. IX. No. 5. 265. Montreal 1905.
Ant. Koch, Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II. Neogene Abteilung. Budapest 1900.
B. Kosmann, Über die Zusammensetzung einiger Laven und des Domites der Auvergne, und des Trachytes von Voissières. Z. D. G. G. 1864. XVI. 644.
Fel. Kreutz, Das Vihorlat-Gutin-Trachytgebirge. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1871. XXI. 1—22.
Emil Künzli, Die petrographische Ausbeute der Schöller'schen Expedition in Äquatorial-Ostafrika (Massailand). Züricher Vierteljahrsschrift 1901. XLVI. 120.
A. Lacroix, Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne. Paris. 1890.
— Sur les enclaves des trachytes du Mont Dore et en particulier sur leurs enclaves des roches volcaniques. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 845.
— Sur les minéraux des sanidinites du Plateau central de la France. Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 314.
— Sur la fayalite des enclaves volcaniques des trachytes du Capucin, Mont Dore. Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 10.
— Matériaux pour la minéralogie de Madagascar. Nouv. Archives du Muséum. (4.) I. Paris 1902 und (4.) V. 171. Paris 1903.
— Sur la transformation des roches volcaniques en phosphate d'alumine sous l'influence de produits d'origine physiologique. C. R. CXLIII. 661. 1906.
— Les phénomènes de contact des trachytes phonolithiques du Griounot (Cantal). C. R. CXLV. 493.
A. de Lapparent, Note sur les roches éruptives de l'île de Jersey. Ann. Soc. scient. Bruxelles. 1892. XVI. 2. partie.
A. v. Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. N. J. 1871. 695—714 und 1872. 171—187.
— Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV.
— Die sog. Liparite oder Sanidophyre aus dem Siebengebirge. Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn 1885. 2. März.
H. Laspeyres, Das Siebengebirge am Rhein. Bonn 1901.
L. de Launay, Note sur les porphyrites de l'Allier. Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3.) XVI. 84.
— Note sur le terrain anthracifère du Puy de Dôme. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVI. 1077.
— Description géologique des îles de Mételin et de Thasos. Archives des Missions (3.) XVI. 1890. Paris.
A. C. Lawson, The copper deposits of the Robinson Mining District, Nevada. Univ. of California Publications. Bull. Dep. of geology. IV. No. 14. 287. Berkeley 1906.
Hans Lenk, Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle". 1894.
Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau 1874.
— Mineralogisch-petrographische Mitteilungen aus dem Berliner Mineralogischen Museum. III. Über einige Syenitporphyre des südlichen Norwegens. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 721.
— Trachyt vom Kilimandscharo. In Beyrich, Über Hillebrand's geolog. Sammlungen von Mombaça. S. B. A. 21. Nov. 1878. 774.
W. Lindgren, Eruptive Rocks from Montana. Tenth Census of the U. S. 1880. XV. 719.
Giu. de Lorenzo e C. Riva, Il cratere di Vivara nelle Isole Flegree. Atti R. Acad. Sc. fis. e mat. di Napoli 1900. (2.) X. No. 8.
K. Lossen, Über das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten paläozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion). Sitzungber. d. Ver. naturf. Freunde in Berlin. 1885. 78.

K. Lossen, Über Keratophyr. Z. D. G. G. 1881. XXXII. 175. 1882. XXIV. 199 u. 455.
— Über metamorphosierte Eruptiv-, bezw. Tuff-Gesteine vom Schmalenberg bei Harzburg. Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin 20. Jan. 1880. No. 1. 1—8.
— Über Porphyroide unter besonderer Berücksichtigung der sogenannten Flaserporphyre in Westfalen und Nassau. Ibidem. 1883. No. 9. 154—178.
— Über die Lagerungsverhältnisse im O. und NO. des Ober- und Mitteldevonischen Elbingeroder Muldensystems und der daselbst auftretenden Eruptivgesteine. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1884. XXI—XL. Berlin 1885.
E. Manasse, Rocce trachitiche del cratere di Fondo Riccio nei Campi Flegrei. I. Jalotrachite nera ad augite ed egirina. Rend. R. Accad. Lincei. 1902. XI. 85; — II. Jalotrachite rossa e grigio cinerea ad augite ed egerina e tuffo giallo; ibid. 1902. XI. 125; — III. Inclusi nel tuffo e nelle scorie; ibid. 1902. XI. 208.
— Sopra alcune rocce eruttive della Tripolitania. Boll. Soc. geol. Ital. 1905. XXIV. 137.
P. Marshall, Tridymite-trachyte of Lyttelton. Transact. New Zealand Institute XXVI. 368. 1893.
— The geology of Dunedin (New Zealand). Q. J. G. S. 1906. LXII. 381.
H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westfalen. T. M. M. 1877. 127—178.
G. Mercalli, Note geologiche e sismiche sulle Isole di Ponza. Atti R. Accad. Sc. fis. e mat. di Napol. (2.) VI. No. 10.
— Osservazioni petrografico-geologiche sui Vulcani Cimini. Rendic. R. Istituto lomb. 1889. (2.) XXII. fasc. 3.
— Contribuzione also studio geologico dei Vulcani Viterbesi. Mem. d. Pontif. Accad. Rom. dei Nuovi Lincei. XX. 37. Roma 1903.
A. Michel-Lévy, Note sur les porphyrites micacées du Morvan. Bull. soc. géol. Fr. (3.) VII. 1881. No. 11.
— Sur quelques nouveaux types de roches provenants du Mont Dore. C. R. XCVIII. No. 22. 1884.
— La chaîne des Puys. Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XVIII. 696.
— Le Mont-Dore et ses alentours. Ibid. 1891. (3.) XVIII. 743.
P. Moderni, La trachite e il tufo di Rispampani. Boll. Com. geol. d'Ital. 1889. 19.
H. Möhl, Sanidintrachytlava von Bromo (Java), Sanidintrachyt von Okka (Flores). Pechsteinartiger Sanidintrachyt von Aden (Arabien). N. J. 1874. 693—699, und Trachyte von G. Merapi bei Salatija in Central-Java. N. J. 1874. 785—790.
— Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Magazin for Naturvidenskab. XXIII. Kristiania 1877.
J. Morozewicz, Die Eisenerzlagerstätten des Magnetberges im südlichen Ural und ihre Genesis. T. M. P. M. 1904. XXIII. 113.
O. Mügge, Feldspat aus dem Rhombenporphyr von Christiania. N. J. 1885. II. 107.
— Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. N. J. 1883. II. 189.
— Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885. cf. N. J. B. B. IV. 1886. 576—609.
J. Niedzwiedzki, Gesteine von Aden in Arabien. S. W. A. April 1871. LXIII.
— Über Gesteine der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. 89—108.
— Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.
V. Novarese, Esame microscopico di una varietà di trachite del Monte Amiata. Boll. Com. geol. d'Italia. 1888. 225.
Ezequiel Ordoñez, Las rocas eruptivas del SO. de la Cuenca de Mexico. Bol. del Instituto geológico de Mexico. No. 12. Mexico 1895.
A. Osann, Über Sanidinite von San Miguel. N. J. 1888. I. 117—130.
— Report on the rocks of Trans-Pecos Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Rep. 128. Austin 1893.
G. de Angelis d'Ossat et F. Millosevich, Studio geologico sul materiale raccolto da M. Sacchi. Seconda spedizione Bóttego. Roma 1900.

W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porzellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. XXXII. 1880. 223—262.

E. V. Pacheco de Canto e Castro, Recherches microcraphiques sur quelques roches de l'île de S. Miguel (Açores). Lisbonne 1888.

B. N. Peach and John Horne, The silurian rocks of Britain with petrological chapters and notes by J. J. H. Teall. Vol. I. Scotland. Memoirs of the Geological Survey of the United Kingdom. Glasgow 1899.

A. Penck, Die Pyroxen-führenden Gesteine des nordsächsischen Porphyrgebietes T. M. P. M. 1880. III. 71.

L. V. Pirsson, Note on some volcanic rocks from Gough's Island, South Atlantic. Amer. Journ. 1893. XLV. 380.

H. Pohlig, Über die Fragmente metamorphischer Gesteine aus den vulkanischen Gebilden des Siebengebirges. Verhdl. naturf. Ver. Rheinl. 1888. 5. Folge. V. 89.

G. T. Prior, Riebeckite in trachytic rocks from Abyssinia. Min. Mag. 1899. XII. No. 55. 91.

— Aegirine and Riebeckite Anorthoclase rocks related to the „Grorudite-Tinguaite" Series, from the neighbourhood of Adowa and Axum, Abyssinia. Min. Mag. 1900. XII. 255.

— Contributions to the petrology of British East Africa. Comparison of volcanic rocks from the Great Rift Valley with rocks from Pantelleria, the Canary Islands, Ascension, St. Helena, Aden and Abyssinia. Min. Mag. 1903. XIII. 228.

— Report on the collections of Natural History made in the Antarctic Regions during the voyage of the „Southern Cross". London 1902.

Cath. A. Raisin, Petrological notes on rocks from Southern Abyssinia collected by D. Reg. Koettlitz. Q. J. G. S. 1903. LIX. 292.

G. vom Rath, Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien. Z. D. G. G. 1866. VIII. 487. 643 u. 1868. XX. 265—305.

— Ein Besuch Radicofani's und des Monte Amiata. Z. D. G. G. XVII. 1865. 399—447.

— Ein Beitrag zur Kenntnis der Trachyte des Siebengebirges. Bonn 1861.

— Beiträge zur Petrographie. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 315—321 u. 329—331.

— Gesteine von Ponza. Sitzungsber. Niederrhein. Ges. 3. Mai 1886. Bonn.

A. Renard, Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. Belg. 1887. V. 5.

— Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen. Ibid. 1886. IV. 223.

C. Riva, Osservazioni sulle Trachiti andesitiche della Tolfa. Atti Soc. Ital. di sc. nat. Milano. XXXVII. 1898.

— Sopra due sanidiniti delle Isole Flegree con alcune considerazioni intorno all' impiego di liquidi a noto indice di rifrazione per la determinazione dei minerali componenti. Rend. Accad. Linc. IX. 170. Roma 1900.

H. Rosenbusch, Glimmertrachyt vom Monte Catini. N. J. 1880. II. 206.

A. Rosiwal, Zur Kenntnis der kristallinischen Gesteine des zentralen Balkan. Denkschr. W. A. W. 1890. LVII. 265.

— Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. math.-naturw. Klasse. LVIII. Wien 1891.

— Petrographische Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. Verhdl. k. k. geol. R. 1894. 325.

Justus Roth, Die Gesteine von Kerguelen's Land. M. B. A. 18. Nov. 1875.

— Zur Geologie der Umgebung von Neapel. M. B. A. 10. Nov. 1881.

— Gesteine von Aden. M. B. A. 13. Januar 1881.

— Zur Kenntnis der Ponza-Inseln. M. B. A. 1882. XXIX. 623—633.

V. Sabatini, Descrizione geologica delle Isole Pontine. Boll. R. Com. Geol. d'Italia. 1893. XXIV. 228.

F. Sandberger, Über Bimsstein-Gesteine des Westerwaldes. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 146—150.

F. Sandberger, Über den Bimsstein und Trachyttuff von Schöneberg auf dem Westerwalde. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 122.
C. Schmidt, Untersuchung einiger Gesteinsstücke, gesammelt in Celebes von P. und F. Sarasin. Anhang zu P. u. F. Sarasin, Materialien zu einer Naturgeschichte der Insel Celebes. IX. Wiesbaden 1901.
J. L. C. Schroeder van der Kolk, Note sur une étude de diluvium faite dans la région de Markelo, près de Zutphen. Bull. Soc. Belge de géologie etc. Bruxelles 1893. VI. Mém. p. 73.
R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.
Alois Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. T. M. P. M. 1902. XXI. 261.
F. Slavik, Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine des mittelböhmischen Präcambriums. Bull. internat. Acad. Sc. de Bohême. 1902.
Jos. E. Spurr, A reconnaissance in southwestern Alaska in 1898. U. S. geol. Survey, 20th Annual Report, part VII. 31. Washington 1902.
Mich. Stark, Gauverwandtschaft der Euganeengesteine. T. M. P. M. 1906. XXV. 319.
V. Steinecke, Über einige Eruptivgesteine aus Persien. Halle 1887.
A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. I. Teil. Kassel und Berlin 1885.
J. Szabó, Der Granat und der Cordierit in den Trachyten Ungarns. N. J. 1881. B.-B. I. Heft 2.
— Typenvermengung in der Donau-Trachytgruppe. F. K. XXIV. 223. Budapest 1894.
F. Tannhäuser, Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteinen aus der argentinischen Republik. N. J. B.-B. XXII. 555. 1906.
F. G. Taylor and D. Mawson, The geology of Mittagong. Journ. Roy. Soc. of New South Wales. XXXVII. 306. Sydney 1903.
J. J. H. Teall, A phosphatized trachyte from Clipperton Atoll (Northern Pacific). Q. J. G. S. 1898. LIV. 230.
C. A. Tenne, Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1893. XLV. 451.
P. Termier, Les éruptions du Velay. Bull. Serv. de la carte géol. de la France. Paris 1890. II. No. 13.
— Note sur trois roches éruptives interstratifiées dans le terrain houiller du Gard. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVI. 617.
— Le Massif des Grandes Rousses (Dauphiné et Savoie). Bull. des serv. d. l. carte géol. de la France. No. 40. 1894.
— Trachytes (Orthophyres) des Grandes Rousses. Bull. Soc. géol. Fr. (4.) I. 173. 1901.
— Etudes lithologiques dans les Alpes françaises. Bull. Soc. géol. Fr. 1901. (4.) I. 157.
A. E. Törnebohm, Rhombporphyren ved Kristiania. G. F. i Stockholm Förhandl. 1875. II. No. 23. 322.
Fr. Toula, Zur Kenntnis der kristallinischen Gesteine des zentralen Balkan. N. J. 1890. I. 265.
— Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. N. J. 1890. I. 273.
St. Traverso, Contribuzioni allo studio delle rocce volcaniche. Giorn. di min., crist. e petr. 1894. V. fasc. 3.
Gust. Tschermak, Felsarten aus dem Kaukasus. T. M. M. 1875. III.
— Diallag in quarzführendem Porphyr. T. M. M. 1873. 47.
H. W. Turner, Further contributions to the geology of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey. 17 Annual Report. Washington 1896.
Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden, de l'île de la Réunion, des îles Saint Paul et Amsterdam. Paris 1878. 25 sqq. 157 sqq.
Ant. Verri, Osservazioni geologiche sui crateri Vulsinii. Boll. Soc. geol. italiana. 1888. VII. 49.
K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntnis der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.

K. Vrba, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. 1874. LXIX.
P. Waitz, Esquisse géologique et pétrographique des environs de Parral. Guide des excursions du X. Congrès géol. internat. 1906. XXI.
H. S. Washington, Italian petrological sketches:
I. The Bolseno Region. Journ. of geol. Chicago 1896. IV. 541. — II. The Viterbo Region. Ibidem Chicago 1896. IV. 826. — III. The Bracciano, Cervetri and Tolfa regions. Ibid. 197. V. 34. — IV. The Rocca Monfina region. Ibid. V. 241. 1897. — V. Summary and conclusion. Ibid. V. 349. 1897.
— Some analyses of Italian volcanic rocks. I. Amer. Journ. 1899. VIII. 286.
— Some analyses of Italian volcanic rocks. Amer. Journ. 1900. IX. 44.
— The Roman comagmatic region. Carnegie Instit. of Washington. Public. No. 57. Washington D. C. 1906.
W. W. Watts, Notes on some rocks from the Solomon Islands; with notes by G. T. Newton. Geolog. Mag. 1896. (4.) III. 386.
Max Weber, Die petrographische Ausbeute der Expeditionen O. Neumann-v. Erlanger nach Ostafrika und Abessynien 1900—1901. Mitt. d. Geogr. Ges. in München, Bd. I. 637. München 1906.
W. H. Weed and L. V. Pirsson, The Bearpaw Mountains, Montana. First paper. Amer. Journ. 1896. I. 283.
— — Geology and mineral resources of the Judith Mountains of Montana. U. S. geol. Survey, 18th. Annual Rep. Part III. p. 445.
— Geology of the Castle Mountains Mining District, Montana. U. S. geol. Survey. Bull. No. 139. 1896.
E. Weinschenk, Beiträge zur Petrographie Japans. N. J. B.-B. VII. 1890. 133.
E. Weiss, Petrographische Beiträge aus dem nördlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanstalt für 1883. 213—237. Berlin 1884.
A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.
— Zur Geologie der Insel Saleijer. Natuurk. Tijdschrift. Dl. LIV. afl. 3. Batavia. 1895.
Geo. H. Williams, Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 178.
J. Fr. Williams, Über den Monte Amiata in Toscana und seine Gesteine. N. J. 1887. B.-B. V. 15.
H. S. Williams and Herb. E. Gregory, Contributions to the geology of Maine. U. S. geol. Survey. Bull. No. 165. Washington 1900.
N. Wing Easton, Een geologiche verkenning in de Toba-Landen. Jaarb. Mijnwezen in Nederl. Oost-Indië. 1894. XXIII. 157.
K. Wohnig, Trachytische und andesitische Ergußgesteine vom Tepler Hochland. Archiv f. naturwiss. Landesdurchforschung in Böhmen. XXX. No. 1. Prag 1904.
R. A. de Yarza, Descripcion fisica y geologica de la Provincia de Vizcaya. Madrid 1892.
Ferd. Zirkel, Mikroskopische Gesteinsstudien. S. W. A. 1863. XLVII. 226.
— Über die Verbreitung mikroskopischer Nepheline. N. J. 1868. 697.
— Über den mikroskopischen Tridymit. Pogg. Ann. 1870. CXL. 492.

Unter dem Namen **Trachyte** und **quarzfreie Porphyre** sind hier die nur durch ihr Alter verschiedenen neo- und paläovulkanischen Ergußformen der syenitischen Magmen zusammengefaßt. Der von Hauy geschaffene Name Trachyt bezeichnete ursprünglich nur eine Erscheinung des äußeren Habitus und vereinte die verschiedenartigsten Gesteine zu einer Gruppe, die sich gemeinsam durch die sehr verbreitete porose Beschaffenheit, die helleren Farben und das niedrigere spezifische Gewicht von der durch dunkle Farben, herrschend

kompakten Habitus und höheres spezifisches Gewicht charakterisierten Sammelgruppe der basaltischen Gesteine unterschied. Durch die stärkere Betonung des Mineralbestandes wurden allmählich die durch Quarzeinsprenglinge gekennzeichneten Liparite, ebenso die durch herrschenden Gehalt an Kalknatronfeldspaten charakterisierten Dacite und Andesite abgeschieden. In entsprechendem Entwicklungsgange lernte man immer schärfer die quarzfreien Porphyre von den Quarzporphyren und den porphyritischen Gesteinen unterscheiden. So gelangte man zu einer schärferen Definition der Trachyte und quarzfreien Porphyre, wonach man in ihnen nur die durch porphyrische Struktur und die deutliche und absolute Vorherrschaft von Alkalifeldspaten bestimmten effusiven Äquivalente der syenitischen Tiefengesteine sah.

Innerhalb der so abgegrenzten Trachytfamilie unterschied man je nach dem mehr oder weniger vollständigen Fehlen oder der reicheren Anwesenheit von Kalknatronfeldspaten die Gruppe der Sanidintrachyte oder Trachyte schlechthin und die der Sanidin-Oligoklas-Trachyte und konnte in dieser Auffassung nur bestätigt werden, als auch nach Einführung des Mikroskops immer wieder trachytische Gesteine aufgefunden wurden, die frei von Kalknatronfeldspat waren. So betonte Gerh. vom Rath das absolute Fehlen von Plagioklasen in mikroporphyrischen Trachyten des Bolsener Sees, A. von Lasaulx in mehreren Trachyten der Auvergne, H. Möhl in solchen des indischen Archipels, C. A. Tenne in den Trachyten von Aden. Der Umstand, daß in der großen Mehrzahl der Trachyte ein zwillingsgestreifter Feldspat, der allerdings nicht immer ein Kalknatronfeldspat war, sich nachweisen ließ, brachte nach und nach die Unterscheidung von Sanidintrachyt und Sanidin-Oligoklas-Trachyt in Wegfall und nachdem in der ersten Auflage dieses Buches die weite Verbreitung von Pyroxenen in den trachytischen Gesteinen nachgewiesen war, lag es nahe, daß C. Doelter und F. Zirkel (Microscopical Petrography) eine Gliederung der Trachytfamilie nach den femischen Gemengteilen in Amphibol-, Biotit- und Augittrachyte unternahmen. Weitere Forschungen ließen bald erkennen, daß hiermit eine künstliche Gruppierung geschaffen werden würde, die geologisch und chemisch Zusammengehöriges zerreißen, Heterogenes verbinden würde. Derartige Betrachtungen leiteten wohl O. Mügge in seiner für die verbreitetste Abteilung der Trachyte grundlegenden Arbeit über Azoren-Gesteine eine typologische Gliederung in eigentliche Trachyte, phonolithoide Trachyte und andesitische Trachyte durchzuführen, die sich als vollberechtigt erwiesen hat.

Seitdem man gelernt hatte, die Gesetzmäßigkeiten in der Gesteinsparagenesis zu erkennen und sich von der durchgreifenden Verschiedenheit der Alkaligesteinsreihe und der Alkalikalkgesteinsreihe nach geologischer Verbreitung, Ganggefolgschaft und Bestand mehr und mehr überzeugen mußte, wird es nun an der Zeit sein, auch bei den Trachyten und quarzfreien Porphyren die Ergußformen der alkalisyenitischen Magmen von denen der kalkalkalisyenitischen zu trennen. Nun ist es

eine der auffälligsten Erscheinungen, daß in der Tiefengesteinsreihe die Häufigkeit der normalen Kalkalkalisyenite eine so außerordentlich geringe ist gegenüber derjenigen der entsprechenden Granite und der dioritischen Gesteine, während umgekehrt die Verbreitung der Alkalisyenite eine sehr viel größere ist, als diejenige der Alkaligranite und Essexite. Und überdies ist kaum eine andere Gesteinsfamilie so mannigfach an Typen, wie die der Alkalisyenite. Alle diese Verhältnisse wiederholen sich bei den Alkalikalktrachyten und den Alkalitrachyten, zu denen alle die drei Typen MÜGGE's gehören und sie sind nicht die einzigen. Wie es eine zeitlang schien, daß die normalen Syenite auf dem Aussterbe-Etat ständen, so scheint im gegenwärtigen Augenblicke die Zahl der normalen Trachyte mehr und mehr bei fortschreitender Erkenntnis sich zu verringern, die der Alkalitrachyte dagegen rasch zu wachsen. Nur ist die Richtung dieses Abbröckelungsvorganges eine andere geworden: während früher, was die normalen Trachyte verloren, in die Familie der Andesite hinüberglitt, fällt heute der Verlust der normalen Trachyte in die Gruppe der Alkalitrachyte.

Es darf dabei nicht verschwiegen werden, daß eine sichere Unterscheidung der normalen und der Alkalitrachyte in einzelnen Fällen zurzeit noch kaum zu überwindende Schwierigkeiten bietet. Selbst die Erkenntnis der chemischen Zusammensetzung kann gelegentlich im Stich lassen. Für die sichersten Kriterien halte ich zurzeit in erster Linie die Paragenesis oder Gauverwandtschaft, in zweiter Linie das Fehlen oder Vorhandensein der Alkalipyroxene und Alkaliamphibole, der Sodalithmineralien und des Nephelins und Leucits. Wo wir Trachyte und quarzfreie Porphyre in der Begleitung von Lipariten, Daciten und Andesiten, beziehungsweise von Quarzporphyren und Porphyriten finden, dürfen wir sie als zur Alkalikalk-Reihe gehörig ansehen. Wo sie sich dagegen mit Comenditen, Pantelleriten, Phonolithen, Trachyandesiten und Trachydoleriten, Leucit- und Nephelingesteinen vergesellschaftet finden, werden sie der Alkalireihe zuzurechnen sein. Die Begleitung von Basalten ist solange ohne Bedeutung, als wir noch nicht gelernt haben, die essexitischen Basalte von den effusiven Äquivalenten der Gabbro sicher zu unterscheiden. Man wolle sich dieser Gesichtspunkte erinnern bei der Beurteilung der in diesem Buche einem bestimmten Vorkommen gegebenen Stellung und ihrer Berechtigung.

Da die Gesteine, für welche der Name Trachyte in ältester Zeit und vorwiegend verwendet wurde, zu den Alkalitrachyten gehören, verbietet es die historische Gerechtigkeit, ihn nun auf die effusiven Äquivalente der Kalk-Alkalisyenite vom Typus des Plauenschen Grundes, vom Erzenbach und von Gröba zu übertragen. Es ließe sich für die kleine Zahl dieser Gesteine als Sammelname, analog den quarzfreien Porphyren die Bezeichnung quarzfreie Liparite verwenden oder, wenn der schleppende Adjektivzusatz mißfällt, analog dem ziemlich allgemein in Aufnahme gekommenen Worte Orthophyr entsprechend die Bezeichnung Orthotrachyt verwenden. Persönlich würde ich das erste

Verfahren vorziehen, weil damit zugleich die häufigste Paragenese zum Ausdruck kommt. — Die Assoziation, in welcher wir die trachytischen Gesteine finden, gibt zugleich die Richtung an, in denen die Übergangs- und Zwischenformen sich zu entwickeln pflegen.

Im Hinblick auf den wahrscheinlichen allmählichen Wegfall der Altersgrenze für die Eruptivgesteine, werden in folgendem die quarzfreien Liparite und Porphyre als Effusivformen der Kalk-Alkali-Syenite zusammenfassend behandelt werden. Das gleiche gilt für die Ergußformen der Alkalisyenite, bei denen aber die große Mannigfaltigkeit der Typen eine zusammenfassende Darstellung nicht gestattet. Zu diesen gehören die siebengebirgischen Trachyte und ihre Verwandten in der Auvergne, im Velay und in Italien, die Ägirintrachyte, die Riebeckittrachyte, die Sodalithtrachyte, die pantelleritischen Trachyte, die Rhombenporphyre, die Kenyite, die Lahnporphyre und die Keratophyre.

Mineralbestand der Trachyte und quarzfreien Porphyre.

An dem Aufbau der Trachyte und quarzfreien Porphyre beteiligen sich Alkalifeldspate und Kalknatronfeldspate, Glimmer der Biotitreihe, Glieder der Amphibol- und Pyroxengruppe. Als Nebengemengteile erscheinen Apatit, Eisenerze und Zirkon in allgemeiner, aber spärlicher Verbreitung. Die Zahl der akzessorischen Gemengteile ist eine beträchtliche. Eine klassifikatorische Bedeutung kommt unter ihnen dem Olivin und dem Sodalith, bez. dem Hauyn zu; dieselbe fehlt wegen seiner sehr allgemeinen Verbreitung dem Titanit. — Die Grundmasse der Trachyte wird vorwiegend von Feldspatindividuen einer zweiten Generation aufgebaut; dieselben sind oft mit jüngeren Generationen von Pyroxenmineralien, seltener mit solchen des Biotits oder der Amphibole assoziiert. Eine eigentliche Basis — sie ist fast ausschließlich glasig — ist nicht notwendig vorhanden, sie kann jedoch in wechselnden Mengen bis zur vollständigen Ersetzung der Grundmassen-Feldspate anwachsen.

Von Alkalifeldspaten als Einsprenglingen kennt man mit Sicherheit den Sanidin oder Orthoklas, den Albit und den Anorthoklas (in körnigen Abarten auch den Mikroperthit).

Die Sanidin-Einsprenglinge sind in vielen Trachyten vollkommen idiomorph mit bald nach M tafelförmigem, bald nach a säulenförmigem Habitus. Als Kristallflächen sind P, M, l, y ziemlich allgemein, x, n, o, z seltener und meistens nur sehr klein vorhanden. Die idiomorphe Begrenzung geht z. T. durch magmatische Resorption, z. T. durch mechanische Deformation verloren, und ist in manchen Gesteinen teilweise nie vorhanden gewesen, dort nämlich, wo Aggregate von Sanidin sich nesterartig anhäufen, in den sogenannten »Sanidinaugen«. Die magmatische Resorption bedingt mehr oder weniger weitgehende Rundung von Ecken und Kanten bis zur Kugel- und Eiform, seltener tiefeingreifende Einbuchtungen, welche mit Grund-

masse ausgefüllt sind, am seltensten eine durch und durch gehende Zernagung des Kristalls, wobei die unversehrt erhaltenen Reste, bisweilen von kristallographischen Flächen begrenzt, in paralleler Orientierung verblieben und durch Grundmasse zusammengehalten werden. — Durch die Bewegung während der Effusion des Gesteins zerbrechen die Sanidin-Einsprenglinge in Fragmente, deren Zusammengehörigkeit oft sicher erkannt werden kann. Eigentliche Zertrümmerungen, wie sie durch gebirgsbildende Vorgänge in den Tiefengesteinen so verbreitet sind, kommen kaum vor. Doch soll es nicht bestritten werden, daß auch mechanische Deformationen noch nach der Verfestigung des Gesteins zur Ausbildung gelangten. Die mit vulkanischen Ausbrüchen so oft verknüpften Erschütterungen der Erdrinde sind vollkommen genügend, um vereinzelt und lokal derartige Phänomene in älteren Ergüssen hervorzubringen. — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist besonders bei den nach M tafelförmigen Einsprenglingen überaus verbreitet; dabei dient bald M als Verwachsungsebene, bald ist letztere eine ganz unregelmäßige und die Zwillingsgrenze verläuft zackig und treppenförmig, seltener krummlinig. — Das Bavenoer Gesetz gelangte nur selten zur Beobachtung; Vélain erwähnt es als häufig vorkommend in Trachyten von Aden.

Die Spaltbarkeit nach P und M findet bei hinreichender Dünne der Präparate stets in scharfen Spaltrissen ihren Ausdruck, doch ist ihre Vollkommenheit, nach der Schärfe und Zahl der Spaltrisse beurteilt, in verschiedenen Gesteinen eine recht wechselnde. Blätterdurchgänge nach dem Prisma sind selten deutlich, solche nach einem Doma wurden nicht beobachtet. Sehr verbreitet ist eine Zerklüftung nach einer Querfläche, die ungefähr k entspricht, zumal in den säulenförmigen Kristallen. Die ihr entsprechenden, krummlinig verlaufenden und nicht streng parallelen Risse entstehen an Dünnschliffen schon bei größerer Dicke.

Die Ebene der optischen Achsen liegt wohl meistens senkrecht zur Symmetrie-Ebene bei sehr wechselndem (F. Becke bestimmte z. B. in den Natronsanidinen der Columbrete Trachyte $2E = 45^0\,58'$, Wohnig an Sanidinen des Trachyts der Mordloh auf dem Tepler Hochlande $2E = 77^0.{}_3$), meistens aber kleinem, oft bis auf 0^0 sinkendem Achsenwinkel. Symmetrische Achsenlage wurde mehrfach in phlegräischen Trachyten und solchen des Gebiets um den See von Bracciano beobachtet. Man erkennt sie leicht an Spaltblättchen nach P, auf denen dann die positive Bissectrix eines großen Achsenwinkels einseitig schief austritt, oder an Blättchen nach der Querabsonderung an der Dispersion $\varrho < v$ um eine spitze negative Bissectrix. Daß die blauen Achsen symmetrische, die roten normalsymmetrische Lage hatten, gelangte einmal an einem Hyalotrachyt von S. Miguel durch Benutzung von roten und blauen Gläsern zur Wahrnehmung. — Der verschiedenen Orientierung der Achsenebene und dem schwankenden Wertverhältnis der Elastizitätsachsen entspricht einerseits eine sehr wechselnde Lage der Aus-

löschungsrichtungen in den Hauptzonen, andererseits die in verschiedenen Gesteinen ziemlich verschiedene Höhe der Interferenzfarben. Mit dem von Des Cloizeaux konstatierten Wechsel dieser Verhältnisse in ein- und demselben Kristall dürfte es kaum zusammenhängen, daß oft eine sogenannte undulöse Auslöschung in den Sanidin-Schnitten vorhanden ist. Die Ursache dieser Erscheinung dürfte vielmehr in einer versteckten Zwillingsbildung liegen, die den Feldspat aus der Reihe der Sanidine hinausverweist in die der Anorthoklase. — Die Auslöschungsschiefe auf M scheint wesentlich von dem Gehalt an Na_2O abzuhängen und erreicht ein Maximum von etwa 11°.

Eine mikroperthitische Verwachsung mit Albit scheint nur selten vorzukommen; Wohnig beobachtete sie im Trachyt des Spitzberges bei Stift Tepl in Böhmen. Als solche darf man indessen wohl eine scheinbare Faserstruktur parallel der Kante (110) (010) deuten, welche gelegentlich in Trachyten von Ischia und dem Siebengebirge beobachtet wurde. In den Sanidiniten ist sie sehr verbreitet. — Auch regelmäßige Verwachsung mit triklinen Feldspaten, wobei dann der Sanidin die äußere Schale bildet, ist ziemlich häufig zu konstatieren. Umsäumung des Sanidins durch Anorthoklas gibt Bertolio aus den Biotittrachyten von Teolo, Monte Pendise und Monte Venda in den Euganäen an. Umgekehrt spricht Michel-Lévy von Anorthoklas mit Sanidinhüllen aus dem Domit der Kette der Puys. — Oft umschließt der Sanidin den Plagioklas in gesetzloser Weise, geradeso wie er Biotit, Hypersthen, Augit, Olivin, Eisenerze, Apatit und andere Gemengteile einhüllt.

Zonare Struktur oder Schalenbau ist ungemein verbreitet; dabei ist dann die Auslöschung auf Schnitten, welche nicht in der Zone (001) (100) liegen, oft eine deutlich verschiedene in den sukzessiven, meistens sehr schmalen Schalen. Der Fall wurde an zweifellosen Sanidinen, deren Spaltwinkel zu 90° gemessen war, beobachtet. Ob die Erscheinung in analoger Weise, wie die undulöse Auslöschung erklärt werden darf, oder ob etwa das Verhältnis von Natron zu Kali in den einzelnen Schalen sich beträchtlich ändert, läßt sich nicht entscheiden. — Die Anwachsstreifen bilden im allgemeinen durchweg konzentrische Polygone; selten wechselt die Form der Schalen und also die Wachstumsrichtung in ein- und demselben Kristall (Monte Olebano).

Der Sanidin umschließt alle andern intratellurischen Ausscheidungen des Magmas und ist also der jüngste Einsprengling. Daß derselbe in manchen Fällen auch in der Effusionsperiode noch weiter wuchs, ist überzeugend durch die oft in parallelen Zonen eingeschlossenen Augitmikrolithe der Effusionsperiode erweisbar. Dieselben wurden nie zentral, sondern stets in den peripherischen Teilen des Feldspats gefunden. — Unter den nicht individualisierten Interpositionen sind solche von Gasen und von Glas in bald unregelmäßig begrenzten, bald die Kristallgestalt des Wirts wiedergebenden Formen sehr verbreitet. Die Glaseinschlüsse führen oft winzige opake Körnchen, wohl Eisenerz,

oder auch mikrolithische Gebilde, und zeigen also mehr oder weniger deutliche Entglasungserscheinungen. Die Größe dieser Interpositionen ist eine sehr verschiedene; bisweilen deutlich mit bloßem Auge erkennbar, sinken sie gern zu unkenntlich winzigen Dimensionen herab. Wo sie sich sehr stark anhäufen, verliert der Sanidin leicht seinen glasigen Habitus und wird orthoklasähnlich. — Die Anordnung ist meistens eine zentrale, selten eine peripherische oder konzentrische. — Flüssigkeitseinschlüsse konnten mit Sicherheit nur selten konstatiert werden, so z. B. in den meisten Sanidiniten, in dem Trachyt vom Monte Olebano bei Pozzuoli, und in einigen Domiten.

Es liegt in der Natur der Sache, daß Zersetzung und Verwitterung nur selten beobachtet wird. — Mügge fand den Sanidin in eine wasserhelle amorphe Substanz umgewandelt in Trachyten von San Miguel.

Der Kalifeldspat der quarzfreien Porphyre hat in der Regel den Habitus des Orthoklas und zeigt alle die Eigenschaften wie in den Quarzporphyren. Doch möchte ich hervorheben, daß die Kalifeldspat-Einsprenglinge in den unterkarbonischen Ergüssen der Carlton Hills bei Edinburgh, wie Hatch hervorhob, durchaus glasigen Habitus zeigen.

Ein dem Anorthoklas zuzurechnender Alkalifeldspat ist in den letzten Jahren in immer weiterer Verbreitung zumal in den Alkalitrachyten nachgewiesen. Die Unterscheidung von Sanidin im Dünnschliff ist leicht, wenn der Anorthoklas die bekannte überaus feine, mikroklinartige Doppelzwillingsstreifung besitzt. Die letztere ist eben ein entscheidendes Moment für das trikline Kristallsystem. Solche Feldspate wurden zuerst von Mügge in azorischen Sanidiniten, andesitischen und sog. Akmittrachyten derselben Inseln (S. Miguel, Fayal) nachgewiesen, aber z. T. wegen ihres niedrigen spezifischen Gewichts (= 2,573) nicht für solche, sondern für Sanidin gehalten. Dagegen deutet er in einer späteren Arbeit über die Gesteine des Massai-Landes diese Feldspate, in denen er neben reichlichem Natron auch Kalk nachwies, für verwandt mit den Feldspaten der Pantelleritlaven; dieselben traten in Akmittrachyten vom Naiwasha-See und aus dem Tale Kiwangaine im Kilimandjaro-Gebiet auf. Dieselben Feldspate sind recht verbreitet in den Trachytlaven Ischias und wurden auch in der Auvergne (Val de l'Enfer u. a. O.) beobachtet. Bemerkenswert ist es, daß gerade in diesen Feldspaten eine scheinbare undulöse Auslöschung recht verbreitet ist, welche Mügge nicht entging. Er fand, daß bei hinreichender Dünne der Präparate die Erscheinung verschwand, und daß nun eine überaus feine, mikroklinartige Zwillingsstreifung hervortrat, welche offenbar die Ursache des erstgenannten Phänomens in dickeren Präparaten war. Ebenso verdient es hervorgehoben zu werden, daß gerade in diesen Gesteinen (aber auch in andern) eine unregelmäßige Felderteilung mit verschiedener optischer Orientierung der Felder beobachtet wurde, wie sie in den Gesteinen der Quarzkeratophyr- und Keratophyr-Reihe vorkommt. Nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse haben die Anorthoklase ihre eigentliche Heimat in den Alkalitrachyten und zwar besonders in

den an Na und Fe reichen Typen. Indessen liegen auch Angaben über das Vorhandensein der Anorthoklase in quarzfreien Lipariten vor, wenn schon recht spärliche.

Zu den Anorthoklasen gehören auch die sogen. Rhombenfeldspate, welche einer ganzen Klasse von Trachyten und quarzfreien Porphyren ein eigenes Gepräge geben. Von den Flächen T, l und y meistens im Gleichgewicht begrenzt bilden sie einfache Individuen oder Karlsbader Zwillinge, bei denen die Berührungsfläche (100) ist, wenn sie streng kristallographische Lage hat. Diese Begrenzung bedingt für die Spaltflächen auf den Handstücken die Form gleichschenkliger Dreiecke oder spitzer Rhomben für P, nur spitze Rhomben für M. Selten wird die Fläche M herrschend bei stark zurücktretendem T und l. Dann sind die Spaltflächen nach P Rechtecke, begrenzt von M und y, deren Ecken schmal abgestumpft erscheinen durch T und l. Sehr charakteristisch ist es, daß der Prismenwinkel unter oft bedeutender Rundung der Flächen immer größer ist, als $\frac{1}{4}$ 118°47′. Der recht häufig gefundene Winkel von 133° gab Mügge Anlaß, auf die Möglichkeit des Prismas (950) hinzuweisen; Brögger sieht in der bis zu Kaulquappenform gehenden Deformation der Durchschnitte, welche besonders an den Salbändern gewisser Gänge sich findet, eine Folge der Kristallisation während des Fließens des Eruptivmagmas. Mir scheint die zweifellos chemische, nicht mechanische Deformation zu den einfachen Resorptionsphänomen zu gehören. Für die Literatur dieser Feldspate sei auf Bd. I dieses Buches, 4. Aufl., zweiter Teil S. 325—329 verwiesen. Die im frischen Zustande an allen Fundorten perlgraue, im unfrischen braunrote Farbe dieser Rhombenfeldspate hängt mit der Anwesenheit von Einschlüssen und deren Umwandlung zusammen. Eine Verwachsung dieser Feldspate mit Sanidin, sehr selten mit Albit in schmalem Mantel ist überaus verbreitet.

Der, wie es scheint, auf die Keratophyrfamilie beschränkte Albit wird dort besprochen werden.

Der unter den Einsprenglingen in wechselnder, oft sich stark mehrender Menge vorkommende Kalk-Natronfeldspat gehört den verschiedensten Mischungsverhältnissen vom sauren Oligoklas bis hinab zum basischen Labradorit an und zwar der Art, daß kein bestimmtes Mischungsverhältnis für die Zugehörigkeit des Gesteins zur Alkalireihe oder zu der Kalkalkalireihe charakteristisch ist. In beiderlei Trachyten und quarzfreien Porphyren kommen die verschiedensten Plagioklase vor. Wohl aber gilt die Regel, daß in den quarzfreien Lipariten die basischeren Plagioklase in den zu den Andesiten hinüberführenden (Bracciano, Monte Amiata), in den Alkalitrachyten in den den Trachyandesiten und Trachydoleriten sich nähernden Typen erscheinen. Gewissen Alkalitrachyten fehlen die Kalknatronfeldspate durchaus; für die quarzfreien Liparite würde das nur gelten, wenn man zu ihnen die eocänen sogen. Trachyliparit-Lakkolithe der Umgebung von Piatigorsk im nördlichen Kaukasus rechnen darf. — Der Habitus der Kalknatronfeldspat-Einsprenglinge ist vorherrschend tafelförmig nach M, die Kombinationen ent-

sprechend denen der Sanidine. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist allgemein vorhanden; neben ihr tritt das Karlsbader Gesetz sehr oft, das Periklingesetz nicht allzuselten auf. Isomorphe Schichtung prägt sich durch konzentrische Anwachsstreifen mit wechselnder Auslöschung aus, die in der Regel auf nach außen wachsenden Albitgehalt, bisweilen allerdings mit gewissen Rekurrenzen, hinweist. Die Spaltung ist normal. — Die Einschlüsse sind nach Art und Verteilung die gleichen, wie bei Sanidin. — Chemische Korrosionen und mechanische Deformationen zeigen dieselben Charaktere, wie bei den Alkalifeldspaten. Es ist auffallend, daß in manchen Gesteinen die Plagioklase stärker korrodiert sind, als die Sanidine, während in andern dieses Verhältnis sich umkehrt. Das letztere beobachtete Bucca bei mehreren italienischen Trachyten.

Der Feldspat der Grundmassen trachytischer Gesteine ist in den meisten Fällen lang leistenförmig und zeigt entweder keinerlei oder doch nur einfache Zwillingsstreifung; oder er erscheint — selten in den kristallinen, öfters in den glasigen Grundmassen — tafelförmig nach M. Die Täfelchen liegen dann gern nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt aufeinander. Die Dimensionen dieser Feldspatmikrolithe der Effusionsperiode werden oft überaus winzige. Mit der Abnahme der Dickendimension werden die Formen unvollkommener, die nach a gestreckten Säulchen gabeln sich oder fasern sich pinselförmig aus und krümmen sich trichitisch. So kann man Übergänge zu vollendeten Feldspatsphärokristallen beobachten. Welcher Reihe diese Feldspatsäulchen zuzuschreiben seien, ist schwer auf anderem als auf chemischem Wege zu entscheiden. Die der Längsachse meistens parallele oder zu ihr wenig geneigte Auslöschung deutet auf Oligoklas oder Sanidin. Nach der Bauschanalyse ist die erste Annahme meistens sehr unwahrscheinlich. Vélain deutet die Feldspatleistchen in der Grundmasse der im Quarztrachyt aufsetzenden Trachytgänge von Aden als Albit, Wohnig solche im Trachyt des Spitzberges bei Tepl als Oligoklas. Für die gleiche Deutung sprechen auch in manchen andern Gesteinen die Auslöschungsschiefen und die Bauschanalyse. — Seltener, so z. B. in manchen Domiten der Auvergne tritt der Grundmassen-Feldspat in Form quadratischer oder kurz oblonger Durchschnitte auf. Polysynthetische Zwillingsbildung fand sich an den Feldspatmikrolithen eines Trachyts von Monselice in den Euganäen, deren Auslöschung auf sauren Oligoklas schließen läßt. — Der Einschlußreichtum der Einsprenglinge fehlt den Feldspaten der Grundmasse; nur Gasporen sind oft in großer Menge vorhanden, aber meistens sehr klein.

Unter den farbigen Silikateinsprenglingen ist der Biotit an erster Stelle zu nennen. Er ist fast allenthalben vollkommen idiomorph und bildet wenig dicke hexagonale Tafeln mit vollkommener basischer Spaltbarkeit. Kluftsysteme nach drei Richtungen, welche die Basis durchschneiden, erwähnt nur Hussak von Gleichenberger Trachyten; dieselben waren mit Eisenerzen erfüllt. Wo er geprüft wurde, erwies sich der

Biotit als ein Meroxen mit meistens kleinem Achsenwinkel (0°—50° etwa); normaler Dispersion (sie war jedoch $\varrho > v$ bei einem Biotit-Hypersthen-Trachyt vom Monte Amiata), starker Absorption der parallel oder angenähert parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen. — Anomit mit $2E = 68°$ beobachtete Fouqué in Trachyten des Mont Dore (Cliergue und Morange am Sancy, Lusclade bei Bourboule) und seltener des Cantal (Croizet bei Thiézac, Lioran). Salzsäure entfärbte diese Anomite unter starker Abnahme der Doppelbrechung und des Achsenwinkels bis auf 0°. $\gamma - \alpha$ sank bis 0,003 (Bull. Soc. min. F. 1892, XV. 190). — Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz ist nicht eben häufig (Amiata); Mügge beobachtete sie öfters in Hyalotrachyten von San Miguel. — Die Farben sind fast stets braun, seltener blutrot bis feuerrot, wie bei Rubellanen (Ischia, Mocsar in Ungarn, Vallée de la Cour in der Auvergne, San Miguel), sehr selten grün (so nach Stelzner ölgrün bis braungrün in einem Trachyt von der Puente del Inca). Der nach b schwingende Strahl der braunen Biotite hat öfters einen Stich ins Grünlichbraune. — Biegungen und Knickungen der Glimmertafeln kommen sehr häufig vor.

An Einschlüssen treten besonders Mikrolithe von Apatit und Zirkon, Eisenerze und gelegentlich Titanit auf. Glaseinschlüsse sind kaum mit Sicherheit nachgewiesen; Mügge vermutet solche von hexagonaler Form in azorischen Hyalotrachyten. — Flüssigkeitseinschlüsse sind sehr selten erkennbar (Monte Catini).

Resorptionsphänomene treten bei den Biotiten der Trachytgesteine fast allenthalben in mehr oder weniger deutlicher Weise hervor; dieselben pflegen von der Basis her sehr gleichmäßig nach innen fortzuschreiten. Bei normaler Ausbildung ergibt sich ein Biotitquerschnitt zunächst mit einem dunklen schmalen Rande an den langen Kanten. Dieser Rand wächst auf Kosten des Biotits bis zu dessen vollständiger Verdrängung, so daß zuletzt statt des Biotits langgezogene opake Flecke im Dünnschliff liegen, welche dessen Form mehr oder weniger unvollkommen erhalten haben. Bei hinreichender Vergrößerung erkennt man in diesem dunklen Rande ein Gemenge von in H Cl löslichem Magnetit und gründurchsichtigen Diopsidsäulchen, welche oft ihre Prismenachse mit der Fläche (001) des Biotits parallel legen. Danach scheint der intratellurische Biotit in der Effusionsperiode bestandunfähig zu werden; er löst sich in dem Magma auf und seine Bestandteile kristallisieren sofort aufs neue in der Form von Eisenerz und grünem Pyroxen. An die Stelle des kalkfreien Mg-Fe-Alkalisilikates tritt ein Ca-Mg-Silikat, während das Alkali wohl bei der Feldspatmikrolithenbildung Verwendung findet. Dieser in den Tiefengesteinen nur vereinzelt auftretende Vorgang ist in den sauren Ergußgesteinen der paläo- und neovulkanischen Reihe bis hinab zu den olivinfreien Plagioklas-Augitgesteinen ein allverbreiteter. Daß derselbe der Effusionsperiode angehört, läßt sich daraus erkennen, daß das Magnetit-Augit-Aggregat oft zu Linsen und Schlieren in der Richtung der Fluidalstruktur ausgezogen ist. Der Diopsidgehalt dieser

pseudomorphosenähnlichen Gebilde ist ein wechselnder; er kann mehr oder weniger vollständig fehlen. — Die normale atmosphärische Verwitterung des Biotits wurde nur selten beobachtet; er fand sich zu einem Gemenge von Chlorit und Karbonaten zersetzt in Trachyten der Gegend von Schemnitz; die Umwandlung zu Eisenhydroxyd zeigte sich in mittelitalienischen Gesteinen aus der Reihe der Biotit-Hypersthen-Trachyte.

Biotitblättchen zweiter Generation sind nur in solchen Trachyten beobachtet worden, welche den Lipariten sehr nahe stehen und meistens, aber nicht immer, frei von pyroxenischen Gemengteilen sind.

Von Amphibolmineralien erscheinen in den Trachyten und quarzfreien Porphyren die basaltische Hornblende mit dem nahe verwandten Barkevikit, der Katophorit, Riebeckit und Arfvedsonit.

Die Hornblende ist unter den Einsprenglingen bei weitem nicht so verbreitet, wie man nach der älteren Definition der Trachyte erwarten sollte; sie ist jedenfalls nicht so verbreitet wie Biotit und kommt nur in seltenen Fällen allein vor. Vielmehr begleitet sie den Biotit und scheint für diesen zu vicariiren. Soweit nicht mechanische oder chemische Deformationen vorliegen, ist sie wenigstens in der Prismenzone idiomorph und wird begrenzt von (110) (010) ($\bar{1}01$) (011). Zwillingsbildungen sind nicht selten und folgen dem gewöhnlichen Gesetz. Der Habitus ist derjenige der basaltischen Hornblende bei starkem Pleochroismus und fast stets brauner Farbe. An den Hornblende-Einsprenglingen der Columbrete-Trachyte beobachtete Becke abweichend von der gewöhnlichen Hornblende kleines c : c im spitzen Winkel β mit $c : c_v > c : c_\varrho$, c rotbraun, b braunrot, a honiggelb, $\gamma - \alpha = 0{,}046$, $2V = 80^0$ etwa. Grün, auch wohl blaugrün wurde der Amphibol in einigen Sanidiniten, bräunlichgrün im Arsostrom, grünlichbraun in manchen Auvergner Domiten gefunden. Vélain bezeichnet den Amphibol gewisser Trachytlaven von La Réunion als stark pleochroitischen Aktinolith; er war also wohl grün. — Interpositionen sind wegen der tiefen Färbung nur schwer mit Sicherheit zu bestimmen. Er umhüllt jedenfalls Magnetit, Apatit, Zirkon und Titanit; von nicht individualisierten Einschlüssen gelangten Gas- und Glaseinschlüsse nur selten zu sicherer Beobachtung.

Die braunen Hornblenden der Trachyte zeigen absolut die gleichen Resorptionsphänomene wie der Biotit. Ihre Magnetit-Augit-Ränder sind von denen des Biotits nicht zu unterscheiden und wo das Mineral vollkommen durch sie ersetzt wurde, ist bei mangelhafter Formerhaltung die ursprüngliche Substanz nicht mehr zweifellos zu erkennen. Renard fand die Magnetite dieser Resorptionsbildungen durch Zeolithe verkittet in einem Augit-Trachyt von Royal Sound, Kerguelen. — Die normale Zersetzung zu Chlorit oder Delessit (fleischrot und manganhaltig in einem Trachyt vom Kieshübel bei Schemnitz) und Karbonaten mit Eisenerzen wurde nur selten beobachtet. — Was Pacheco als Arfvedsonit aus Sanidiniten von San Miguel beschreibt, ist anscheinend Barkevikit

oder Katophorit. Dieser Amphibol bildet auch scharf idiomorphe Einsprenglinge neben braunem Biotit in einem Trachyt vom Dorfe Kardikan im Kaukasus.

Osann bestimmte und analysierte zuerst einen eigentümlichen schwarzen Amphibol in Kristallen mit (110) (010) (001) ($\bar{1}11$) (011) aus den Sanidiniten von San Miguel, mit Spaltung nach einem Prisma von $124^0\,27'$, einer Auslöschungsschiefe von $c : c = 23^0$ auf (110), mit geringer Doppelbrechung und starkem Pleochroismus $b > c > a$. Die Farbe im durchfallenden Lichte ist bald braun, bald grün in tiefen Tönen und mit geringer Durchsichtigkeit, bisweilen an einem und demselben Individuum gleichzeitig auftretend. Bei brauner Farbe ist a braun, b dunkelbraun bis schwarz, c dunkelgrünbraun. Das ist die von Brögger mit dem Namen Katophorit in den Quarztinguaiten belegte Amphibolart (vergl. dieses Buch, 4. Aufl. I. 2. S. 237). Dieser Amphibol hat eine weite Verbreitung als Einsprengling in den phonolithischen Trachyten der Azoren in schlanken und scharf idiomorphen Säulen.

Die durch ihre blauen Farben leicht kenntlichen Riebeckit und Arfvedsonit haben als Einsprenglinge und Grundmassengemengteile eine beträchtliche Verbreitung in den Alkalitrachyten und den entsprechenden quarzfreien Porphyren. Als Einsprenglinge sind sie mehr oder weniger idiomorph. Auch als schmale Mäntel um Katophorit treten sie auf, wie schon C. Riva und de Lorenzo an den phonolithoiden Trachyten der Eruptivbreccien von Vivara erkannten. Die Alkaliamphibole gehen mit dem Zwischenstadium des Eisenkarbonats in Eisenhydroxyde über bei Verwitterung.

Jüngere Generationen von Amphibol sind in den Trachyten häufiger als man glaubte. Doch ist das nur selten der normale braune Amphibol der Einsprenglinge (Rönsdorfer Tal im Siebengebirge). In sehr natronreichen, den Phonolithen nahestehenden Trachytgesteinen begegnet man eingeklemmt zwischen den Feldspatleistchen der Grundmasse, auch wohl den hier auftretenden Sodalith umrandend, lappigen und fetzenartigen Blättchen und Schüppchen allotriomorpher Begrenzung, welche nicht selten rosettenartig bis sphärolithisch gruppiert sind. Dieselben gehören z. T. dem Katophorit, z. T. dem Arfvedsonit und Riebeckit und diesen nahestehenden Natron-Eisen-Amphibolen an. Mit denselben ist ziemlich allenthalben in lappigen Blättchen der Ainigmatit oder Cossyrit, beziehungsweise eine demselben nahestehende rotbraune bis krappbraune Substanz vergesellschaftet. Mügge hat solche gern von Ägirin begleitete Hornblenden aus sogen. Akmit-Trachyten von San Miguel und aus dem Massai-Lande beschrieben, ebenso Lenk in Trachyten vom Ngorongoro in Deutsch-Ostafrika. Sie scheinen für natronreiche Gesteine überhaupt charakteristisch zu sein, und finden sich z. B. schön am Katzenbuckel. Ihre Bildung gehört einer sehr späten Periode, dem eigentlichen Schluß der Gesteinsverfestigung an. Sie ähneln darin dem Ägirin der Elaeolithsyenite und verwandter Gesteine.

Ebenso mannigfaltig wie Biotit und Amphibol erscheint der

Pyroxen in den trachytischen Gesteinen. Der normale Einsprenglingspyroxen, wie er bald neben Biotit, Amphibol und Hypersthen, bald ohne diese auftritt, ist ein hellgrüner bis graugrüner Diopsid von prismatischem Habitus; die Pinakoide herrschen in der vertikalen Zone, terminal Pyramiden, welche sich nicht sicher bestimmen ließen. Tafelförmiger Habitus entsteht durch vorwaltendes (100). Zwillingsbildung nach (100) ist ziemlich verbreitet, zonarer Farbenwechsel selten (Brokasch). Die Spaltbarkeit nach (110) ist stets deutlich. Die grüne Farbe blaßt einerseits in farblos ab, geht anderseits in gelblichgrün über. Auffallenderweise überziehen sich gerade die farblosen Augite (Amiata, Mont Dore) gern mit einer, oft auch tiefer eindringenden Haut von Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd, die wohl auf mehr oder weniger hedenbergitischen Charakter schließen läßt. Bei grüner Farbe ist kaum ein Pleochroismus wahrzunehmen.

Während der Diopsid keinem Trachyttypus fremd ist, ist der gern nach (100) tafelförmige Ägirinaugit wohl im wesentlichen auf die Alkalitrachyte beschränkt. Pleochroismus, der große Winkel c : c, die kräftige Bissectricendispersion unterscheiden ihn auch bei weniger intensiver Färbung leicht von den Diopsiden. Die Einsprenglinge dieses Pyroxens sind bald vollendet idiomorph, bald mehr oder weniger stark, selbst bis zur Zerstörung der Kristallform korrodiert. Randliche Resorptionsneubildungen fehlen beim Ägirinaugit ebenso wie bei allen andern Pyroxenen des Trachyts. — Sehr verbreitet ist das Auftreten des Ägirinaugits als äußere Schale der Diopside. In dieser Form und in spärlichen mikrolithischen Individuen wurde überraschenderweise der Ägirinaugit auch in einer grauen, sehr biotit- und diopsidreichen Modifikation des Biotit-Hypersthen-Trachyts des Monte Amiata in Toskana von der Localität Pian Castagnaio beobachtet. Diesem Typus fehlen die Feldspateinsprenglinge und die sonst so charakteristische porphyrische Struktur. Der Habitus ist durch die großen Biotitindividuen etwas lamprophyrisch, die Feldspate sind idiomorpher Bytownit und Sanidin als Kitt für die andern Gemengteile. — Verwitterungsphänomene sind bei den Ägirinaugiten, die ebenso wie die Diopside nicht selten Einschlüsse der älteren Ausscheidungen (Eisenerze, Zirkon, Apatit, Titanit, Olivin, Biotit) führen, kaum je, bei den Diopsiden öfter zu beobachten. Sie führen zur Chlorit- und Karbonatbildung. Nicht zur Verwitterung wird man die Verkieselungsvorgänge zählen dürfen, welche gelegentlich in der Literatur beschrieben werden. So fand Schwerdt Pseudomorphosen von Hornstein mit beigemengtem Apatit in plumpen, selten schlanken Formen, auch wohl mit Viridit nach Augit aus Augittrachyten der chinesischen Provinz Shantung. Auch Grosser beschreibt Pseudomorphosen von Quarz nach Augit und nach Hornblende aus den Trachyten des Siebengebirges. Der Quarz bildet dann bald ein einheitliches Individuum, bald ein Körneraggregat. Immer scheint die normale Umwandlung der Verkieselung vorausgegangen zu sein.

Nur selten in selbständigen Einsprenglingen (Monte di Cuma), da-

gegen oft als äußerster Rand um normalen Diopsid- und Ägirinaugit erscheint der grüne Ägirin oder der gelbbräunliche Akmit in durchaus paralleler Verwachsung mit dem Kern. Sehr schön findet man diese Verwachsungen in den Trachyten der phlegräischen Felder (Astroni, Pianura usw.) und Ischia's. Statt der Natroneisenpyroxene kann auch eine blaue (Castel d'Ischia), oder braune (Scarrupata) Hornblende (Katophorit) den Augit umsäumen. — Vélain erwähnt einen Trachyt von La Réunion, dessen Augite Nephelin umschließen; das dürfte ebenfalls Ägirin sein.

In manchen Trachyten von Ischia (Monte Tabor, Monte Vetta, Scarrupata, Punta del Imperatore usw.) kommt neben oder statt der grünen normalen Augiteinsprenglinge ein gelber prismatischer Augit vor, welchen auch Doelter von La Guardia auf Ponza, Kreutz von Munkacs erwähnt. Mügge bespricht goldgelbe Augiteinsprenglinge aus domitischen Trachyten von den Azoren, welche bei kurzsäulenförmigem Habitus nach der Längsrichtung und scheinbar auch nach domatischen Terminalflächen spalten. Die Auslöschungsschiefe an losen Kristallen war sehr klein, etwa 2^0. Die parallel der Säulenachse schwingenden Strahlen sind goldgelb mit Stich ins Grünliche, die dazu senkrecht schwingenden mehr bräunlich. Die Achsenebene liegt parallel der Längsrichtung, der Achsenwinkel ist klein, die Dispersion stark. — F. Becke beschreibt Einsprenglinge eines gelben Pyroxens aus den Trachyten der Columbrete-Inseln von zonarem Bau mit großer bis zu 70^0 steigender Auslöschungsschiefe von c : c und starker Bissectricendispersion $c : c_r < c : c_\varrho$. Die Tiefe der Färbung, die Auslöschungsschiefe und die Doppelbrechung nehmen zonar von innen nach außen ab, also umgekehrt, wie bei dem System Diopsid-Ägirinaugit-Ägirin. $\gamma - \alpha$ wurde im Kern zu 0,026, in der äußeren Hülle zu 0,018 gemessen. Der Pleochroismus ist a honiggelb, b gelblichgrün, c dunkelhoniggelb mit $b > c > a$. Ein wiederholtes, noch nicht abgeschlossenes Studium des gelben von Mügge beschriebenen Pyroxens von S. Miguel und desselben Minerals von Ischia an isolierten Kristallen und im Durchschnitt ergab gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen von Becke bezüglich der Bissectricendispersion, der stärkeren Absorption der nach b schwingenden Strahlen und der recht stark schwankenden Auslöschungsschiefe. Der Habitus der Kriställchen ist allenthalben tafelförmig nach (100) mit kleinem (110), kleinem, oft fehlendem (010) und terminal stets mit $(\bar{1}11)$. In einem genau auf (010) liegenden Kriställchen von San Miguel ergab sich $c : a = 26^0$, an den isolierten Kristallen dieses Fundorts tritt auf (100) die stumpfe Bissectrix mit stark wechselnder Schiefe gegen die Flächen-Normale aus. An isolierten Kriställchen vom Monte Tabor von hellgelber Farbe tritt auf (100) eine optische Achse mit der Dispersion $v > \varrho$ fast genau senkrecht aus, der Achsenwinkel ist nahezu 90^0 bei positivem Charakter, also umgekehrt, wie bei den azorischen Kristallen. Mit tieferer Färbung der Monte Tabor Kristalle stellt sich die auf (100) austretende Achse mehr und mehr schief und die positive Bissectrix tritt am Rande des Gesichtsfeldes nach dem oberen Pol von c hin ins Gesichtsfeld.

Endlich ist rhombischer Pyroxen als Einsprengling in einer gewissen Abteilung der Trachyte konstant, in anderen akzessorisch vorhanden. Er bildet stets idiomorphe Kristalle, an denen in der Prismenzone die Pinakoide oft bis fast zum Verschwinden der Prismenflächen herrschen. Terminal scheinen besonders recht stumpfe Pyramiden aufzutreten. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma pflegt deutlicher zu sein, als diejenige nach den Pinakoiden. Letztere ist von sehr wechselnder Vollkommenheit und wird oft kaum durch Spaltrisse verraten, wenn die Präparate nicht äußerst dünn sind. — Der Pleochroismus der bisher bekannten Vorkommnisse ist stark und deutet auf Hypersthen und Bronzit. — Von Einschlüssen wurden Erze, Apatit, Zirkon und Glaseier beobachtet. — Mechanische Deformationen sind bei den gedrungen prismatischen Formen sehr selten. Ebenso fehlen meistens die Resorptionserscheinungen; doch finden sich hie und da Andeutungen von Erzkränzen um den Hypersthen, in welchem allerdings Augit nirgends mit Sicherheit wahrgenommen wurde. Eine peripherische Ausscheidung von Eisenoxyden, wodurch das Mineral sich rostbraun färbt, ist recht verbreitet und dringt bisweilen tief ins Innere desselben ein. — Umwandlungen in Bastit wurden in einem Biotit-Hypersthen-Trachyt des Monte Amiata beobachtet. — Der Hypersthen wird fast ausnahmslos von Biotit und Augit begleitet; er ist dann jünger als oder gleichaltrig mit Biotit, aber stets älter als Augit, welcher ihn bisweilen in paralleler Stellung umwächst.

Unter allen farbigen Gemengteilen kehren die Pyroxene am häufigsten in einer mikrolithischen Generation der Effusionsperiode wieder. Diese jüngeren Augite gehören bei den meisten Gesteinen dem hellgrünen Diopsid an und bilden dann oft überaus scharfe Kriställchen, seltener lappige und blättrige Individuen. Diese Abart ist an keine bestimmte Strukturform der Grundmasse gebunden und tritt sowohl in holokristallinen, wie in vitrophyrischen Trachyten auf. — Ägirinaugit, Akmit und Ägirin, sowie die gelben Augite sind als Grundmasse-Gemengteile vorwiegend allotriomorph; sie werden von den Feldspatmikrolithen durchspickt und sind zwischen diese eingeklemmt, oder auch in Häufchen zusammengedrängt, durch deren Verwitterung sich das Gestein dann gern mit Rostflecken bedeckt. Sie treten mit Vorliebe in holokristallinen oder doch basisarmen Gesteinen auf. In dem bekannten Trachyt vom Kühlsbrunnen fehlen alle farbigen Einsprenglinge; das Gestein ist jedoch voll lang nadelförmiger, grüner Ägirin-Mikrolithe. Die Natron-Eisen-Pyroxene der Grundmasse vergesellschaften sich gern mit blauer oder kaffee- bis krappbrauner Hornblende. Das gleichzeitige Auftreten von Diopsid- und Ägirinmikrolithen ist nicht selten. Schon Boule gibt es aus dem Trachyt von Queyrières im Velay an. — Rhombischer Pyroxen wurde nie in einer jüngeren Generation beobachtet.

Der Apatit bildet meistens die bekannten farblosen, langestreckten und quergeliederten Nädelchen. Doch begegnet man ihm gar nicht

selten in der Form kurz gedrungener Säulchen, die von $10\bar{1}0$) und ($10\bar{1}1$) begrenzt werden. Dieselben sind dann graubraun, graublau oder grauviolett gefärbt und zeigen eine deutliche Absorption $E > O$. Bei dieser Färbung treten ungemein zahlreiche, den Prismenflächen parallel geordnete Einchlüsse auf, welche sich nur selten als Flüssigkeits- oder Glasinterpositionen sicher unterscheiden lassen, und denen oft unbestimmbare nadelförmige Mikrolithe beigemengt sind. Die Trachyte des Laacher Sees, des Siebengebirges, der Rhön, der phlegräischen Felder u. a. liefern gute Beispiele dieser Ausbildungsform. Nach einer Angabe von Blaas wäre in den Trachyten des Demavend in Persien der Apatit in der ersten Form auf die vitroporphyrischen, in der zweiten auf die mehr oder weniger holokristallin porphyrischen Arten beschränkt. Dem würde die sonst beobachtete Verbreitung dieser beiden Apatittypen nicht widersprechen.

Unter den Eisenerzen — sie fehlen den sehr Na-reichen Trachyten meistens ganz — herrscht der Magnetit, doch ist seine Menge stets klein. Er gehört mit dem Apatit und Zirkon zu den ältesten Gemengteilen, doch beweisen die Magnetit-Augiträndler der Biotite und Amphibole, sowie das Auftreten winzigster Magnetitkörnchen, die sich an die Augitmikrolithe der Grundmasse anheften, auch eine spätere Bildung dieses Minerals. Daß der Magnetit z. T. titanhaltig ist, ergibt sich aus den Titaniträndern, die er z. B. in siebengebirgischen Trachyten gern führt. Statt des Titanits oder neben demselben erscheint gelegentlich ein blutrot durchsichtiges Mineral in dünnen Blättchen, welches dem Pseudobrookit zugerechnet werden dürfte. — Statt des Magnetits findet sich gelegentlich rot oder gelb durchsichtiger Eisenglanz (Laacher See, Val de l'Enfer u. a. O.) oder auch Titaneisen (Monte Miedo in den Euganäen, Azoren, Jan Mayen nach Berwerth). Letzteres nimmt in manchen akmitreichen Trachyten der Azoren die Form des Titaneisenglimmers an. — Teils an Magnetit gebunden, teils selbständig und den Magnetit vertretend, findet sich Pseudobrookit in domitähnlichen Gesteinen derselben Inselgruppe, besonders gern in Gesellschaft der gelben Augite.

Der Zirkon in kurz prismatischen, oft sehr flächenreichen Kriställchen, welche älter sind als alle farbigen Silikatgemengteile, ist in allen Trachyten in geringer Menge, aber sehr konstant vorhanden.

Als ältere Ausscheidungen, welche nur auf gewisse Trachyttypen beschränkt sind, wären Titanit, Sodalith oder Hauyn und Olivin zu nennen.

Der Titanit in meistens recht kleinen gelben bis gelbroten, auch nahezu wasserhellen Kriställchen ist sehr verbreitet, wenn auch allenthalben sehr untergeordnet in den normalen Trachyten, sowie in solchen Gesteinen, die sich den Andesiten nähern. Er kommt nur spärlich in pyroxenreichen Trachyten vor, verschwindet nahezu vollständig in den Hypersthen-führenden Trachyten und ebenso in den nach dem Phonolith hinüberspielenden Abarten. Schon Mügge macht darauf aufmerksam,

daß auch in den nahe verwandten Augitsyeniten und Rhombenporphyren des südlichen Norwegens der Titanit fehlt, während er in den normalen Syeniten so sehr verbreitet ist. Die hohe Licht- und Doppelbrechung machen das Mineral, ebenso wie die spitzrhombischen Durchschnitte leicht kenntlich. — Außer in der Gesteinsmasse selbst kommt Titanit auch gern in den Poren der Gesteine aufgewachsen vor*.

Mineralien der Sodalith-Gruppe, und zwar Hauyn und Nosean, sind in den ihrer geologischen Stellung nach allerdings wohl etwas unsicheren Laacher See-Trachyten und Sanidiniten längst bekannt gewesen. — Der Sodalith selbst als zweifelloser Gesteinsgemengteil wurde zuerst von G. vom Rath in manchen Trachyten von Ischia und von den phlegräischen Feldern nachgewiesen und in seiner weiteren Verbreitung von C. W. C. Fuchs auf Ischia verfolgt. Es gehören hieher Gesteine vom Castel d'Ischia, Scarrupata, Punta del Imperatore, Monte Vetta, Trippiti u. a. [mit farblosem Sodalith der Form (110)]. Die Menge desselben ist eine ziemlich schwankende. Am Monte Olebano bei Pozzuoli ist der Sodalith blau, aber sehr unregelmäßig und spärlich verbreitet. Im Augittrachyt der Fossa Lupara in den phlegräischen Feldern gibt ihn Deecke, aus verschiedenen Trachyten in den Breccien der Insel Vivara geben ihn Riva und de Lorenzo an. — Vereinzelt beobachtete ihn Zirkel im Trachyt (?) des Pferdskopfes in der Rhön, v. Lasaulx im Ravin des Egravats, v. Fritsch und Reiss in Sanidiniten der Azoren. Mügge fand ihn konstant in gewissen Akmit-Trachyten des Massai-Landes in SO.-Afrika. — Auf Klüften und in Poren erscheint er in denselben Gesteinen (gern in Gesellschaft von Titanit und gelbem Augit) und vielen andern, so im Trachyt des Monte di Cuma, Astroni und im Piperno von Pianura. Als eigentlicher Gesteinsgemengteil ist er älter als die Feldspate, aber jünger als die farbigen Silikateinsprenglinge. Seine Anwesenheit beschränkt sich strenge auf die Alkalitrachyte und bedingt Übergänge und Zwischenglieder nach den Phonolithen hin, wie er ja auch zwischen den Alkalisyeniten und Elaeolith-Syeniten vermittelt.

Der Olivin fehlt den quarzfreien Lipariten anscheinend fast ganz. Dagegen bildet er oft idiomorphe oder korrodierte Einsprenglinge in den nach den Trachydoleriten hinüberspielenden Typen und kommt auch in phonolithischen Trachyten nicht gerade selten vor. Der Arso-

*) Eine Vererzung des Titanits beobachtete Grosser in siebengebirgischen Trachyten; auch glaubt er die Umwandlung von Titanit in Brookit (Trachytgang im Devon unter den Schneeköpfen) gesehen zu haben. Er sagt ferner von einer andern Umwandlung in demselben Vorkommen: „Als Zersetzungsprodukt tritt ein lichtes, grünlichgelbes Mineral auf, welches meistens rechteckige, selten spitzrhombische Durchschnitte zeigt, ein hohes Relief besitzt, und bei lebhaften Polarisationsfarben den Umgrenzungslinien der Vierecke, beziehungsweise der längeren Diagonale der Rhomben parallel auslöscht. Manchmal erscheint es in kleinsten, grün und undurchsichtig aussehenden Globuliten, welche perlschnurartig die Durchschnitte des ehemaligen Titanits umrahmen, oder auch ungeordnet durch das Innere setzen, und ist nur mit Hilfe der stärksten Vergrößerungen zu identifizieren. In diesem Falle besteht die Hauptmasse, das Innere, aus einer hellgrünen, wenig doppelbrechenden, faserigen, Substanz, deren Auslöschung parallel den Fasern verläuft" (? Anatas).

strom, die Trachyte der Auvergne, sowie diejenigen der Azoren liefern gute Beispiele. Dieser Olivin enthält gern Picotitkriställchen. Als Gemengteil der Grundmasse und z. T. in Wachstumformen, auch rot bis rotbraun pleochroitisch, beschreibt ihn Mügge aus andesitischen Augittrachyten von S. Miguel. Klein und Bucca geben ihn aus Trachyten der Umgebung der Seen von Viterbo und Bolseno an, Pirsson aus einem Obsidian von Gough's Island im Südatlantischen Ozean, der nach der Analyse zu den phonolithoiden Trachyten gehört. — Den Hypersthen scheint der Olivin in den Trachyten zu vermeiden.

Unter den gelegentlich beobachteten, für die Verknüpfung der Trachyte mit andern Gesteinsfamilien bedeutsamen Mineralien sind Quarz und Tridymit, Nephelin und Leucit hervorzuheben.

Quarz wird fast immer in den miarolitischen Poren der Sanidinite (nach Osann auf S. Miguel mit $(21\bar{3}2) = \frac{2P2}{4}$ neben den gewöhnlichen Trapezoëdern und den Rhombenflächen) und oft in der Gesteinsmasse selbst, mehrfach auch als spärlicher Gemengteil der eigentlichen Trachyte genannt, so z. B. von v. John im Trachyt des Maclajer Schloßberges in Bosnien, von Vélain in einem Hyalotrachyt vom Etang Salé auf La Réunion, von Stelzner von der Puente del Inca mit Flüssigkeitsinterpositionen, in denen sich Würfelchen fanden, von Doelter aus Biotit-Trachyt-Gängen der Ponza-Inseln und aus einem schwarzbraunen Trachyt der Insel Kos. Cross beschreibt quarzführende Trachyte vom Little Union Gulch, südlich von Leadville, Col.; der Quarz bildet rundliche Körner in dem mikrofelsitisch struierten Gestein, dessen Einsprenglinge Sanidin, Oligoklas, Biotit und braune Hornblende sind. Ebenso beobachtete er Quarz in der Grundmasse eines Trachyts des Drachenfels-Typus von den Rosita Hills, Col. und in einem dunklen Trachyt derselben Gegend, welcher dem Kühlsbrunner Gestein ähnelt, aber nicht Ägirin, sondern Biotit führt. — In der Gegend von Schemnitz sind Gesteine vorhanden mit spärlichem Quarzgehalt, welche mitten inne zwischen Liparit und Trachyt stehen. — Die lakkolithischen Trachyte der Gegend von Piatigorsk liefern nach V. von Derwies vorzügliche Beispiele solcher Zwischenglieder zwischen Lipariten und Trachyten und die Beispiele ließen sich noch weiter vermehren. Auch in der holokristallinen Grundmasse mancher Trachyte ist Quarz nicht so selten, wie man annahm, aber allerdings versteckt er sich hier sehr und wird erst bei starken Vergrößerungen sichtbar, wie auch Wohnig bei dem Studium des Trachyts der Gegend von Tepl fand. — In manchen Fällen wird man allerdings schwer entscheiden können, ob dieser Grundmassenquarz durchaus primär ist. — Sicher gibt es auch Beispiele, in denen die Quarzeinsprenglinge Fremdlinge sind. Ich rechne dahin die Quarze, welche Zirkel aus den Trachyten der Wah-we-ah Range beschreibt, um so mehr, weil sie z. T. von einem Ring wahrscheinlich augitischer Mikrolithe umsäumt waren; ebenso die mit Olivin vergesellschafteten Quarzeinsprenglinge in einen Trachyt von Whitehead-Peak, eine Assoziation,

die lebhaft an die von DILLER (Amer. Journ. 1887 XXXIII. Nr. 193, 45) beschriebenen Quarzbasalte vom Lassen's Peak erinnert. Auch für die von BLAAS aus Persien beschriebenen Vorkommnisse dürfte dasselbe gelten. Erwähnt sei noch, daß auch MÜGGE den Quarz in den von ihm beschriebenen Azoren-Sanidiniten für sekundär hält.

Tridymit scheint ziemlich oft, teils in der Gesteinsmasse selbst in den gleichen Formen, die bei den Lipariten beschrieben wurden, teils aufgewachsen auf Drusen und Klüften beobachtet worden zu sein. Für letztere Form sei an Drachenfels und Perlenhardt erinnert; die primäre Natur des Minerals ist hier sehr zweifelhaft. Als eigentlichen Gemengteil fand ich ihn bei Mocsar in Ungarn, Monte Vetta auf Ischia und gelegentlich in den phlegräischen Feldern; ebenso in Laacher See-Trachyten, im Westerwald, in Domiten der Auvergne und in glasreichen Trachyten der Euganäen. HUSSAK erwähnte ihn von Gleichenberg. ZIRKEL von den Kawsoh Mountains, Palisade Cañon und Emigrant Road in der Coast Range. — BLAAS beobachtete den Tridymit in Demavend-Trachyten um so häufiger, je basisärmer sie waren. In Trachyten von Aden nennen ihn mit mehr oder weniger Bestimmtheit NIEDZWIEDKI, VÉLAIN und ZIRKEL. VÉLAIN gibt an, daß der Tridymit hier nur in den mächtigeren Trachytgängen vorkomme, in den schmaleren fehle und hält ihn z. T. für sekundär. Die Gesteine sind reich an chloritischen Zersetzungsprodukten und an Karbonaten. BERGEAT beobachtete ihn reichlich in manchen Trachyten der Sierra Madre von Guatemala. P. MARSHALL beschreibt sehr tridymitreiche Trachyte von Lyttelton, Bank's Halbinsel, Neu-Seeland, in denen der Tridymit in den bekannten dachziegelförmigen Aggregaten mit hie und da angenähert hexagonaler Umgrenzung oder in divergierenden Strahlen z. T. in wohl erkennbaren kleinen Poren des Gesteins, z. T. aber auch im eigentlichen Gesteinsgewebe auftritt.

Nephelin findet sich in der älteren Literatur öfters als Übergemengteil in Trachyten erwähnt, wurde aber vielfach später als Apatit nachgewiesen. Unter neueren Angaben erwähne ich, daß ZIRKEL ihn mit Vorbehalt aus Trachyt von der Mündung des Slaters Fork in den Elkhead Mountains nennt. G. VOM RATH entdeckte ihn in Drusen eines Auggittrachyts vom Gehänge des Monte Guardia auf Ponza; er wird hier von Augitnädelchen begleitet, die auch auf dem Nephelin aufsitzen. Er ist also hier nicht eigentlicher Gemengteil. Unter denselben Verhältnissen kommt er im Trachyt vom Camaldoli und im Piperno von Pianura vor. Als wirklichen Gesteinsgemengteil, Übergänge in Phonolithe bedingend, lernte ich ihn aus Deutsch-Ostafrika kennen und L. FINKH wies ihn in großer Verbreitung in den Rhombenporphyren des Kilimandjaro nach, wie schon früher BRÖGGER bei Vasvik in Südnorwegen.

Leucit wurde von G. VOM RATH als Übergemengteil im Trachyt des Arso-Stromes genannt. Diese frühe Beobachtung des unvergeßlichen Forschers wurde mir brieflich von Herrn L. FINKH bestätigt und ich konnte mich dann selbst von ihrer Richtigkeit überzeugen. — Da-

gegen dürften diejenigen italienischen Gesteine, welche derselbe Forscher als leucitführende Trachyte beschrieben hat, besser bei den Phonolithen ihre Stellung finden. Dahin würden vielleicht auch die von J. Roth als Gesteinsfragmente in den Tuffen der phlegräischen Felder, sowie der Inselgruppe Procida-Vivara aufgefundenen »leucitführenden Sanidintrachyte« gehören. — Bucca nennt den Leucit als teils spärlichen, teils reichlichen Gemengteil in Trachyten der Gegend von Viterbo; aber er ist der Ansicht, daß er ein Fremdling sei und aus Leucittephriten übernommen wurde. Er beruft sich dafür auf die Tatsache, daß der Leucit stets stark angegriffen sei, während die übrigen Gemengteile frisch sind. — Dieselbe Auffassung scheint auch Mercalli zu vertreten.

Als zufällige Übergemengteile treten zahlreiche Mineralien auf, von denen hier Marialith (auf Klüften im Piperno), Skapolith (in Sanidiniten des Laacher Sees), Cordierit (bei Schemnitz), Turmalin (nach Busatti in Biotittrachyt von Tolfa), Orthit (in einem liparitähnlichen, quarzführenden Trachyt von Hanova bei Kremnitz), Spinell (mit blauen Hornblendeläppchen im Trachyt von Berkum), Rinkit und Laavenit, sowie andere verwandte Substanzen (bezeichnenderweise in Sodalithtrachyt von Ischia und Akmittrachyt von S. Miguel) genannt sein mögen. Ainigmatit, den C. Riva und de Lorenzo neben Rinkit in Trachytauswürflingen der Eruptivbreccien von der Insel Vivara auffanden, ist ein recht verbreiteter Übergemengteil in pantelleritischen und andern Alkalitrachyten. Dahin gehört auch der Pyrrhit in Sanidiniten der Azoren und der sog. Azorit, welcher von Hubbard (Sitzungsber. d. niederrh. Ges. Bonn. 1886. 7. Juni) und von Osann (N. J. 1887. I. 115) als Zirkon erkannt wurde.

Chalcedon, Opal und Chlorit wird man als Verwitterungsprodukte, Pyrit und Alunit als Neubildungen unter der Einwirkung von Solfataren-Gasen ansehen dürfen. Der Chalcedon durchtränkt gewisse Trachyte vollständig und verleiht ihnen dann den Habitus von Lipariten; derselbe wurde früher z. T., wie von Lasaulx an dem bekannten Vorkommnis von der kleinen Rosenau im Siebengebirge nachwies, mit Mikrofelsit verwechselt.

Die Grundmasse der Trachyte setzt sich aus kristallinen Gemengteilen und einer Gesteinsbasis in wechselnden Mengen zusammen. Jeder dieser Bestandteile kann bis auf Null herabsinken, doch herrschen im allgemeinen die ganz oder nahezu kristallinen Grundmassen. Die Hauptmasse dieser besteht allenthalben aus Feldspat, alle andern oben als vorkommend angegebenen Mineralien treten dagegen, von gewissen, den Trachydoleriten genäherten Alkalitrachyten abgesehen, sehr zurück. Die Basis der Trachyte ist mit seltenen Ausnahmen glasig und zwar um so farbloser, je spärlicher sie auftritt. Wo sie nicht farblos ist, zeigen sich gelbe bis braune Farben. In dem Glase kommen gelegentlich die globulitischen und kristallitischen Gebilde vor, welche bei den Hyaloliparitен beschrieben wurden. Sobald diese farbig sind, werden

sie ebenso wie dort gern von einem hellen Kristallisationshof umgeben. — Bis jetzt liegen kaum Untersuchungen über die chemische Natur der Trachytglasbasis vor. Der hochgradig porose Charakter derselben in manchen Gesteinen beweist das Vorkommen von Bimssteingläsern. Ob man berechtigt ist, nach Analogie der Liparite die tiefgelb- oder braunfarbige Trachytglasbasis für Pechsteinglas, die farblose für Obsidianglas zu halten, bedarf der Bestätigung durch chemische Prüfung. Perlitische Absonderung kommt in den kompakten Gläsern oft vor. Daß die Glasbasis der Trachyte, ebenso wie in allen porphyrischen Gesteinen, saurer ist als das Gesamtgestein, geht einerseits aus der Tatsache hervor, daß dieselbe bei dem Übergang in die kristalline Entwicklung sehr saure Feldspate liefert, oft neben Tridymit, andererseits aus dem Vergleich der Bauschanalysen mit der chemischen Konstitution der sauersten Gemengteile und ergibt sich überdies als eine notwendige Folge des Umstandes, daß auch hier die Reihenfolge der Ausscheidungen der abnehmenden Basizität entspricht.

Hervorzuheben ist die Tatsache, daß ebenso wie bei den entsprechenden paläovulkanischen Ergußgesteinen, auch bei den Trachyten eine mikrofelsitische Substanz nur in seltenen Fällen und nur bei sehr sauren, den Lipariten nahestehenden Gesteinen vorkommt. Oft ergibt das Studium der sphärolithischen Gebilde mikrofelsitähnlicher Trachytgläser, daß der scheinbare Mikrofelsithabitus nur durch äußerst kryptomere Feldspataggregationen hervorgebracht wird, die mehr oder weniger mit tiefgefärbtem Glase oder mit trichitischen und kristallitischen, opaken Gebilden durchwoben sind.

Strukturformen der Trachyte und quarzfreien Porphyre.

Allen Trachyten und quarzfreien Porphyren mit Ausnahme weniger lakkolithischer Vorkommnisse eignet die für Ergußgesteine charakteristische Struktur und damit der meistens schon für das unbewaffnete Auge, immer für das Mikroskop hervortretende Gegensatz von Grundmasse und Einsprenglingen. Unter diesen herrschen die Feldspate im allgemeinen stark vor gegenüber den femischen Gemengteilen. Doch kommen an mehreren Orten abnorme Ausbildungsformen von lamprophyrischem Habitus vor, über deren Beziehungen zu den normalen Typen wir noch nicht ganz sicher aufgeklärt sind, und in einer den Trachydoleriten nahestehenden Abteilung der Alkalitrachyte ist das Vorwalten pyroxenischer Einsprenglinge geradezu charakteristisch. — Obgleich allen Klassen der Ergußgesteine von den Lipariten und Quarzporphyren bis hinab zu den basaltischen Typen die porphyrische Struktur gemeinschaftlich ist, zeigt sich doch in jeder Klasse eine für sie bezeichnende spezielle Ausbildung in dem Bestande und dem Gewebe der Grundmasse. Das Charakteristikum für die Grundmasse aller neo- und paläovulkanischen Trachyte liegt in erster Linie in der ausgesprochen feldspatigen Natur derselben, dem auffälligen Zurücktreten des Quarzes

einerseits, der femischen Gemengteile andrerseits bis zu völligem Verschwinden. Das Fehlen oder die doch ganz untergeordnete Bedeutung des Quarzes liefert den bestimmenden Unterschied gegenüber den Lipariten und Quarzporphyren und bedingt das Fehlen der für diese Gesteine so bezeichnenden granophyrischen und felsophyrischen Strukturen, zu deren Ausbildung offenbar der SiO_2-Gehalt der Trachyte nicht ausreicht. Selbst in den Grenzformen der Trachyte gegen die Lipanite hin begegnet man nur mikrogranitischen Strukturen — die geringe Bedeutung der farbigen Gemengteile scheidet stofflich die Trachytstrukturen von denen der Andesite und Basalte. Doch verwischen sich nach dieser Richtung hin in Grenzformen die Unterschiede bisweilen und ganz besonders oft in den trachydoleritischen, weniger in den trachyandesitischen Typen.

Und ebenso wie im Bestande treffen wir charakteristische Eigentümlichkeiten auch im Gewebe der trachytischen Grundmassen gegenüber der anderer Ergußgesteine, sobald diese holokristallin oder doch nahezu holokristallin entwickelt sind, während allerdings bei vitrophyrischen Strukturen, die indessen nur geringe Verbreitung besitzen, unterscheidende Merkmale nicht hervortreten. Die Gläser der Trachyte sind von denen anderer Ergußgesteine nur durch die Analyse zu unterscheiden.

In einer der beiden für trachytische Gesteine charakteristischen Strukturformen sind die Feldspate (fast ausschließlich Sanidin oder Orthoklas, recht selten auch Kalknatronfeldspat) in gedrungenen Säulen und fast ganz isometrischen Individuen mit P, M und y als formgebenden Flächen ausgebildet und liefern demnach kurzrektanguläre und quadratische Durchschnitte, deren Interstitien in den quarzfreien Porphyren oft, bei den Trachyten weit seltener mit primärem oder auch mit sekundärem Quarz erfüllt sind. Wir bezeichnen diese Strukturform als orthophyrisch. Das ist z. B. die Entwicklung der Grundmasse in den Trachyten vom Ölberg und von der Perlenhardt im Siebengebirge, vom Mont Dore, von Kalamaki (Griechenland), Monselice (Euganäen), von zahlreichen Domiten der Auvergne und nach den Beschreibungen von v. John, Schwerdt und Stelzner in den Trachyten des Maglajer Schloßberges in Bosnien, der Provinz Shantung und der Puente del Incä. Am deutlichsten wird dieselbe, wenn geringe Mengen einer Basis hier die Rolle des Quarzes in den Orthophyrgrundmassen übernehmen. Wo diese fehlt, da hindern sich natürlich die Feldspatindividuen der Grundmasse gegenseitig an der vollkommen idiomorphen Entwicklung, die Struktur der Grundmasse geht dann in das Hypidiomorphkörnige oder auch in das Allotriomorph-körnige über, wofür die Siebengebirgstrachyte Beispiele liefern. Der Eintritt einer meistens gelblichen bis farblosen Glasbasis in zarten Schleiern um die Feldspatmikrolithe und als spärliches Cäment zwischen denselben ändert den Charakter ebensowenig, wie die spärlichen Bisilikate der Grundmasse. Die Basis ist gelegentlich zu büschelförmigen Faser- und Schüppchenaggregaten

unbestimmbarer Natur entwickelt (Rhönsdorfer Tal im Siebengebirge). Wo sie an Menge zunimmt, treten die mikrolithischen Gebilde der Effusionsperiode mehr und mehr zurück und so entwickeln sich echte vitroporphyrische Facies (Auvergne, Ungarn, nach Bussati's Beschreibung Tolfa), die zu echten Hyalotrachyten (Trachytbimssteinen, Trachytobsidianen und Trachytpechsteinen) hinüberführen.

Als weiter verbreitet und geradezu als typisch darf man diejenige Ausbildung bezeichnen, bei welcher die Feldspatmikrolithe der Grundmasse lang leistenförmig sind. Dieselben ordnen sich dann fast stets mit ihren Längsachsen parallel zu zierlichen fluidalen Zügen, welche sich stromartig um die größeren Einsprenglinge winden. Auch hier fehlt oft jede Spur sicher nachweisbarer Basis und daher haben französische Forscher die Struktur geradezu als mikrolithisch bezeichnet. Der Charakter derselben wird ebenfalls weder durch die spärlichen Bisilikate, noch durch geringe Mengen einer Glasbasis verwischt. Dieselbe möge hier kurz trachytische Struktur genannt werden. Sie ist der pilotaxitischen Struktur der Augitporphyrite und bei Anwesenheit etwas reichlicherer Glasbasis der hyalopilitischen Struktur dieser Gesteine nahe verwandt, unterscheidet sich aber durch das starke Zurücktreten der farbigen Gemengteile. — Modifikationen derselben werden besonders dadurch bedingt, daß die Breitedimensionen der Feldspatleistchen stark abnehmen, so daß diese selbst bei starken Vergrößerungen nur strichartig erscheinen, sich dann gern biegen, trichitisch ausfasern und statt der fluidalen eine oft sphärolithische Anordnung zeigen. Der Habitus der Grundmassen wird hierbei oft anscheinend mikrofelsitisch, doch beweist der stets negative optische Charakter der parallel oder radial gruppierten Fasern, sowie die Übergänge in bestimmbare Mikrolithe ihre Feldspatnatur. Je feiner die Faserung dieser Feldspate wird, um so reichlicher pflegt eine gewöhnlich dunkle, selten hellgelb gefärbte Glasbasis, oft mit reichlichen opaken kristallitischen Gebilden beigemengt zu sein. Vorzügliche Beispiele dieser Struktur bei mehr oder weniger holokristalliner Entwicklung liefern die Trachyte des Siebengebirges, des Westerwaldes (Hülsberg NO. von Wirges), Böhmens u. a. Die mehr glasreichen und scheinbar mikrofelsitischen Formen finden sich recht spärlich in euganäischen und in azorischen Vorkommnissen.

Die Klassifikation der Trachyte und quarzfreien Porphyre.

Wenn hier der Versuch gemacht wird, eine Gliederung der trachytischen Ergußgesteine aller geologischen Perioden nach ihrer Zugehörigkeit zu den granitodioritischen oder zu den foyaitischen Magmen durchzuführen, so bitte ich dabei immer die an früherer Stelle hervorgehobenen Schwierigkeiten im Gedächtnis zu haben und danach etwa unterlaufende, bei dem augenblicklichen Stande unserer Kenntnisse kaum ganz zu vermeidende Irrtümer milde zu beurteilen und wiederhole, daß ich mich dort, wo die Anwesenheit der für foyaitische Gesteine charakteristischen

Gemengteile (Nephelin, Leucit, Sodalithmineralien, Alkaliamphibole und Alkalipyroxene) oder ihr Fehlen, bezw. die chemische Analyse nicht einwandslos die Entscheidung geben, von der geologischen Paragenesis in meinem Urteile leiten ließ.

Die quarzfreien Liparite und Porphyre.

In den quarzfreien Lipariten und Porphyren sehen wir die Ergußformen der Syenite vom Typus des Plauenschen Grundes, von Erzenbach und von Gröba. Ihre Verbreitung ist keine sehr große. In Deutschland fehlen jüngere Repräsentanten meines Wissens gänzlich, während sie in der Gesellschaft der Quarzporphyre, Porphyrite und Melaphyre des Karbons und Perms reichlich und in mehreren Typen decken- und gangförmig nachgewiesen wurden. Bei dem herrschenden Typus, den wir mit einer gewissen Einschränkung der früheren Definition, als Orthophyr bezeichnen wollen, könnte man, wie das bei den entsprechenden Tiefengesteinen geschah, nach dem herrschenden femischen Begleiter der Feldspateinsprenglinge ohne Schwierigkeit Biotitorthophyre, Hornblendeorthophyre und Pyroxenorthophyre unterscheiden. Die geringe Bedeutung der dunklen Gemengteile macht aber eine strenge Scheidung dieser Untergruppen hier ebenso, wie bei den Quarzporphyren, unnötig. Hierher gehörige Formen wurden aus dem Thüringischen Karbon und Perm mit allerdings geringem Detail von Beyschlag und Friedrich, gelegentlich auch von E. Weiss beschrieben. Unter den Feldspateinsprenglingen herrscht ein solcher ohne Zwilligsstreifung, welcher dieselben Formen und Umwandlungsvorgänge wahrnehmen läßt, wie derjenige der Quarzporphyre. Trotzdem dürfte dieser Feldspat vielfach kein normaler Orthoklas sein; das geht aus den Angaben von Beyschlag über den Winkel a : a = 10°30′ auf M bei den Orthoklasen des quarzfreien Porphyrs von Crock, aus einer Analyse des Orthoklases in einem Vorkommen vom Inselberg (mit 4% CaO) deutlich hervor. — Neben dem Orthoklas tritt ein gestreifter Feldspat unter den Einsprenglingen bald recht reichlich auf (Umgebung des großen Inselberges), bald fehlt er bis auf geringe Spuren, oder anscheinend gänzlich. Perthitische Verwachsungen dieser zwei Feldspate werden einmal von Weiss erwähnt. — Von farbigen Gemengteilen erscheint unter den Einsprenglingen Biotit nach Beyschlag in den Gesteinen der Umgebung von Crock (Gang von Crock, Decke von Merbelsrod), Augit nach Friedrich in den quarzfreien Porphyren der Umgebung des Großen Inselbergs, während Weiss das Fehlen der dunklen Gemengteile in den spärlich Quarzeinsprenglinge führenden Vorkommnissen der Gegend von Friedrichroda im nördlichen Thüringer Walde betont (Gabel, Abtsberg, Übelberg, Röthelgehäu bei Tabarz). Das Fehlen von Pyroxen, Amphibol und Biotit hebt auch Wichmann von (?) verwandten Gesteinen des Viti-Archipels hervor. Nach Friedrich scheint hie und da Olivin als akzessorischer Einsprengling vorzukommen. — Apatit und Eisenerze er-

weisen sich als sehr alte Ausscheidungen, soweit letztere (Limonit und Eisenglanz) nicht sekundär gebildet wurden. — Zirkon kommt spärlich in verwandten Vogesengesteinen vor.

Die Grundmassen sind mit ganz seltenen Ausnahmen (Gabel nach Weiss, wo eine farblose Basis spärlich erkennbar ist) holokristallin und zeigen häufig die oben beschriebene orthophyrische, seltener die trachytische Struktur. Gelegentlich trifft man sternförmige Gruppierung der Feldspatleistchen, die bis zur Ausbildung von Feldspatsphäroliten fortschreiten kann, aber es fehlt jede Andeutung einer mikrofelsitischen Substanz. In der Grundmasse sind erdige, staubförmige Massen von Limonit oder Chlorit, aus welchem der Limonit zumeist entstanden sein dürfte, fein verteilt und bedingen rötlichbraune oder grünliche Farben; dunkle Färbung scheint von fein verteiltem Magnetit herzurühren. Auch Karbonate sind gewöhnlich in feiner Verteilung oder (mit Quarz und Limonit vergesellschaftet) in Pseudomorphosen nach den dunklen Gemengteilen vorhanden. — Fluidale Strukturformen sind sehr verbreitet und finden ihren Ausdruck in stromartiger Anordnung der Feldspatmikrolithe um die Einsprenglinge oder um Mandelräume, welche gern mit Chlorit oder Delessit und Calcit, seltener mit Quarz oder Chalcedon erfüllt sind. — Von akzessorischen Gemengteilen ist nur Pyrit zu erwähnen.

Grebe gibt einen, nach den mitgeteilten Analysen recht typischen, Augitorthophyr als Glied des Grenzlagers des Saar-Nahe-Gebiets von Audeborn und am Geschberge auf Blatt Wahlen an. Nach den in den Erläuterungen zu den Blättern Wahlen und Lebach der geologischen Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten mitgeteilten Analysen müssen in diesem Gebiete ausgezeichnete und mannigfache Zwischenformen nach den Quarzporphyren hin vorkommen, die danach auf der Karte als »Quarzporphyre ohne Quarz« angegeben sind.

Sehr ähnlich sind Gesteine, welche anscheinend lagerförmig in dem südvogesischen Kulm, wohl auch im Devon, z. T. in naher Verbindung mit Labradorporphyriten vorkommen. Die Umgebung von Lure, Vescemont und Giromagny liefert Beispiele. Hervorzuheben ist bei diesen, z. T. zu Elie de Beaumont's porphyres bruns gehörigen Gesteinen die reichliche Anwesenheit von Plagioklas unter den Einsprenglingen. Ob ursprünglich Amphibol oder Augit Einsprenglinge bildete, ist nur selten aus den chloritischen Pseudomorphosen mit Sicherheit erkennbar; doch dürfte beides vorkommen. Die Häufigkeit von Kalknatronfeldspaten mag teilweise die sehr verbreitete Epidotbildung in diesen Gesteinen erklären.

Termier beschreibt eine Orthophyr-Decke (wahrscheinlich Augit-Orthophyr) aus der Kohle von Bouziges, Dép. Gard. — de Launay verzeichnet Ströme von Hornblende-Orthophyr aus dem Kulm zwischen Blot und Châteauneuf im Puy de Dôme, z. T. auch Biotit und Pyroxen führend und von gleich zusammengesetzten Tuffen begleitet, deren Stellung im System aber wohl nicht ganz feststeht. — H. v. Foullon be-

schreibt Orthophyre aus Werfener Schichten der Gegend von Virpazar in Montenegro, deren Feldspate glasigen Habitus und zonare Struktur besitzen, auch Glaseinschlüsse führen, welche in den derben Feldspaten der meisten oben genannten Lokalitäten nicht beobachtet wurden. Als dunkler Gemengteil war Augit vorhanden, doch ist derselbe zu Calcit zersetzt, der von Eisenerzkörnchen umrandet wird. Die Grundmasse besteht aus Feldspatleistchen in einer wenig globulitisch gekörnelten Glasbasis. — Rosiwal beschreibt Orthophyr aus dem zentralen Balkan.

Vielleicht gehört auch hierher ein von v. Lasaulx beschriebener quarzfreier Porphyr von Pieve im Vizentinischen; der farbige Gemengteil ist Biotit, die Orthoklaseinsprenglinge bilden Zwillinge nach der Basis, die Grundmasse ist holokristallin, enthält aber amorphe Kieselsäure, welche durch Alkalikarbonat ausgezogen werden konnte.

Zum Orthophyr gehören auch nach den mir vorliegenden Proben (vergl. Becke, N. J. 1889. II. -303-) die vieldiskutierten Eruptivmassen von Zalas, unfern Krzeszowice im Distrikt Krakau. Dagegen ist das Gestein von Mienkinia bei Krakau ein Quarzglimmerhypersthenporphyrit. Ich verdanke die Proben der Freundlichkeit Becke's.

Auch bei den jungen quarzfreien Lipariten ist eine Gruppierung nach dem herrschenden dunklen Gemengteil ohne Bedeutung; es herrscht auch hier der Biotit. Ganz biotitfreie Formen, die nur Hornblende enthalten und also der früheren Definition des Trachyts entsprechen würden, dürften sehr selten sein. Sie werden von v. Drasche in kompakten Massen und als Fragmente in Bimsstein-Ausbildung von Luzon mehrfach erwähnt. Amphibolreiche Formen, in denen Biotit mehr oder weniger reichlich die Hornblende begleitet, kommen etwas verbreiteter, aber immerhin spärlich vor. Calderon gibt sie vom Cabo de Gata an (Osann kennt sie nicht von diesem Gebiete), Schwerdt aus der chinesischen Provinz Shantung.

Als einen Typus dieser Gesteine kann man die von E. Hussak und Al. Sigmund beschriebenen Vorkommnisse vom Schaufelgraben, vom Gleichenberger und Bscheidkogel betrachten, welche die Zentralmasse des Eruptivgebiets von Gleichenberg in Oststeiermark bilden, dessen Randzone sich aus Andesiten aufbaut. Roter Biotit mit großem 2 E, blaßgrüner Diopsid, der zuweilen korrodierte Kerne von Hypersthen umschließt, etwas Olivin, dessen Menge im umgekehrten Verhältnis zu der des Biotits steht, Labradorit und Sanidin bilden die Einsprenglinge. Die Grundmasse baut sich aus Sanidin und geringeren Mengen von Andesin in Leistenform und fluidaler Anordnung auf, dem etwas Biotit in kleinen Fetzen, Diopsid- und Magnetitkörnchen nebst etwas farbloser bis grünlicher Glasbasis und ziemlich zahlreiche Tridymitnester, auch etwas Hämatit beigemengt ist. Der Apatit des Gesteins ist pleochroitisch, mit a gelblichrot, c weingelb, während er dort, wo er im Labradorit als Einschluß erscheint, stets farblos ist. In Hohlräumen findet sich honigbrauner, im Dünnschliff gelber Opal. Im unteren Teil des SW-Abhanges des Gleichenberger Kogels steht ein pilotaxitischer Biotit-

Hypersthen-Trachyt an, dessen Grundmasse glasfrei ist und auch Labradorit enthält. Die Gesteinsassoziation ist also durchaus die gleiche, wie die der Orthophyre mit Porphyriten im paläozoischen Gebirge.

Die hieher gehörigen spärlichen ungarischen Vorkommnisse von Kremnitz, Schemnitz und Nagy-Banya (Ober-Fernezely) spielen stark hinüber in die Andesitfamilie durch den Reichtum an Einsprenglingen von basischem Andesin und Diopsid und durch die angenähert hyalopilitische Struktur mit dunklem Glase, während sie andrerseits ganz allmählich in die Felso- und Hyaloliparite dieses Gebietes übergehen. C. v. John beschreibt ein verwandtes Gestein vom Maglajer Schloßberg in Bosnien mit orthophyrischer Grundmasse.

In den Euganäen bilden die Trachyte nach Mich. Stark (Mitteil. d. naturw. Ver. an der Universität Wien IV. 77. 1906) lakkolithische Massen, die stromartigen Ergüsse sind bereits abgetragen. Liparite und Andesite sind die begleitenden Gesteine. Die Einsprenglinge sind Biotit, Sanidin (bisweilen mit Oligoklaskernen) und Andesin. Die diopsidhaltigen, teils orthophyrisch, seltener trachytisch holokristallinen, bisweilen auch noch glasführenden Grundmassen herrschen stark vor. Die Fundorte sind Battaglia, Monselice, Monte Zovon (stark verkieselt, bekannt durch die großen Tridymit-Pseudomorphosen), nach Bertolio auch Monte Venda, Fontana Fredda, Cingolina u. a. — Nach Busatti's Beschreibungen tritt dieser Typus mit orthophyrischer Struktur auch im Gebiete von Tolfa auf. — Ein Vorkommen von Kalamaki bei Korinth dürfte in Beziehung zu dem Dacit- und Andesitgebiet von Aegina und Methana stehen.

Nicht ganz sicher bekannt nach ihrer systematischen Stellung sind die trachytischen Lakkolithe, welche in der Umgebung von Piatigorsk im nördlichen Kaukasus den obern Jura, die Kreide und das Eocän aufgerichtet haben und von Vera von Derwies sehr eingehend untersucht und als Trachyliparite bezeichnet wurden. Die wichtigsten dieser Lakkolithe bilden die Berge Beschtau, Galieznaia, Razvalka und Zmieva im Norden, die Berge Byk, Verblud und Kinjal im Nordwesten, Maschuk, Lisaia, Jutza, Djutzkaia und Zolotoï-Kurgan im Süden des Badeortes Piatigorsk. Einige dieser Lakkolithe erweisen sich durch ihren hohen Gehalt an SiO_2 (70%—73%), sowie durch das Vorhandensein von nicht eben zahlreichen Quarzeinsprenglingen (Byk, Beschtau, Galieznaia) als Zwischenglieder nach den Lipariten hin, während die meisten die Zusammensetzung saurer Trachyte haben. Der niedrigste Gehalt an SiO_2, den die Analysen angeben, ist 62.86% (Jutza). Charakteristisch für alle diese Gesteine ist die absolute Vorherrschaft des Sanidins; Kalknatronfeldspate fehlen z. T. ganz oder erscheinen nur als Kerne in den Sanidinen und wurden als Oligoklas-Albit bestimmt. Nur in den Lakkolithen von Byk bilden sie neben dem Quarz die einzigen Einsprenglinge. Es wird als charakteristisch für diese verzwillingten Feldspate ein abnorm kleiner Achsenwinkel angegeben, so daß man auf die Vermutung kommen könnte, es liege ein Anorthoklas vor. Die

ältesten Ausscheidungen sind der Apatit, Titanit, Biotit, hellgrüner z. T. fast farbloser Diopsid. Orthit fand sich als Einsprengling in den Trachyten der Berge Djutzkaia, Beschtau und Zmieva. Grüne Hornblende (Beschtau, Djutzkaia) kommt vereinzelt vor. Die Grundmassen haben vorwiegend orthophyrische Struktur und sind in den meisten Lakkolithen entsprechend dem sauren Charakter quarzhaltig, z. T. in nicht geringem Grade. Eine Wiederkehr der Biotit- und Pyroxenbildung ist verbreitet. Bei dem Lakkolithen des Beschtau, dem größten, sind die zentralen Teile granitporphyrisch ausgebildet. Im allgemeinen herrscht die dichte, hellfarbige Grundmasse stark vor, die Einsprenglinge sind klein und wenig zahlreich. Trachytische Struktur ist selten, führt aber bei sehr feinfasriger Ausbildung der Feldspatleistchen bisweilen zu büschliger Anordnung, ja zur Entwicklung von Feldspatspärolithen (Djutza nach einem mir von Herrn D. Archinow geschenkten Handstück). V. von Derwies fand die Auslöschungsschiefe in den Diopsiden bei mehreren Gesteinen wechselnd, in einer mir vorliegenden Probe vom Zmiewa-Lakkolithen haben die Diopsideinsprenglinge auffallenderweise schmale Ränder von Ägirinaugit mit $c:c = 56^0$. — Sehr abweichend von dem beschriebenen Typus ist das Gestein aus der Steppe nahe am Lisaia-Lakkolithen und das vom Berge Jutza. Beiden fehlen die salischen Einsprenglinge, während solche von Biotit, der oft eine dunkle Schale um einen helleren Kern zeigt wie in den Minetten, und von Diopsid überaus reichlich sind, so daß die Beschreibung an die sog. Glimmertrachyte von Monte Catini in Toskana erinnert. Die Grundmassen sind holokristallin und bestehen aus isometrischem Sanidin mit etwas Quarz nebst Biotitblättchen und Diopsidkörnern, an der Djutza auch mit viel Hämatit und Apatit. ($P_2O_5 = 0.98\%$). Es sind die SiO_2-ärmsten Gesteine dieses Gebietes; ihr MgO-Gehalt steigt bis zu 4.41%. — Wo sich die Lakkolithe mit dem Senonkalk berühren, haben sie diesen auf kurze Entfernung mit Granat angereichert, z. T. in Granatfels umgewandelt, wie bereits oben (S. 857) nach Cohen's Beobachtungen mitgeteilt wurde. — Verwandt mit den Trachyten von Piatigorsk ist auch ein von Herrn Archinow erhaltenes Gestein vom Berge Chara Kora im Terskischen Kosakenlande, das Einsprenglinge von Diopsid, Biotit und vereinzelte eckige Quarzkörner in teils wasserheller, teils durch Globulite und sekundäre Kristallisation getrübter Glasbasis führt.

Ebenso gehören hieher wohl nach der Beschreibung von J. Blaas die holokristallinporphyrischen Trachyte des Siakuh-Gebirges in Persien, denen, wie das auch sonst spärlich vorkommt, der Pyroxen gelegentlich fehlt, während die sonst nahe verwandten durch Übergänge in vitrophyrische Formen charakterisierten Demavend-Trachyte durch gelegentliches Eintreten des Hypersthens in die nächste Gruppe hinüberspielen. — Nur Pyroxen als farbigen Gemengteil zeigen nach F. Becke die Trachyte vom Dumlidagh in Armenien.

Alfr. Harker beschreibt Spalten- und Lagergänge von Kalk-Alkalitrachyt, welche im Zentrum der Cuillins auf Skye den Gabbro

durchbrechen und in sehr dichter Grundmasse von trachytischer oder ortophyrischer Struktur und Zusammensetzung kleine Einsprenglinge von Orthoklas, Oligoklas nebst farblosem Diopsid, braunem Biotit und brauner Hornblende in wechselnder Assoziation führen. Sie stehen in naher geologischer Beziehung und petrographischer Verwandtschaft zu den Gängen und Sills von mikrogranitischen und granophyrischen Granitporphyren des Gebietes. Ihnen schließen sich Gänge von felsitischem Habitus auf der Halbinsel Strathaird an, die durch mehr oder weniger vollständiges Fehlen der femischen Gemengteile an Bostonite erinnern. — In den Distrikten Sleat und Broadford auf Skye treten gleichfalls Gänge auf, welche z. T. rein trachytischen Charakter haben, z. T. in die Augitandesite hinüberspielen. Kleine Feldspateinsprenglinge gehören dem Sanidin und Oligoklas in wechselnden Mengen an, braune Biotitblättchen sind allgemein vorhanden, oder zu Augit-Magnetit-Häufchen umgewandelt. Apatit ist reichlich vorhanden. Die Grundmasse besteht wesentlich aus Feldspat mit ausgesprochener Neigung zu bündelförmiger Anordnung. Diese steigert sich an den Salbändern zu echter Sphärolithbildung bei fluidal reihenartiger Anordnung der Sphärolithe. Die Dimensionen dieser Sphärolithe nehmen nach dem Salband hin von Erbsengröße ab bis unter die Größe von Senfkörnern. — Andere Gänge (westlich vom Loch Gauscavaig, in einem Zufluß des Glen Meadhonach Flusses, und zwischen Druim an Eidhne und Loch an Creitheach) nähern sich durch ihren mikro- und kryptoperthitischen Feldspat und ihren Gehalt an hellem Pyroxen den Keratophyren.

A. Stelzner untersuchte quarzfreie Liparite von der Puente del Inca und als 110 m mächtigen Lagergang in cretacischen Schichten der Cordillera von Mendoza, Tannhäuser von mehreren anderen Fundorten in Argentinien, bei denen sich unter den Feldspateinsprenglingen Sanidin und Andesin ziemlich das Gleichgewicht halten und der Plagioklas auch in der Grundmasse erscheint. — A. Bergeat beschreibt sie mit hohem Kieselsäuregehalt und Biotit als herrschenden, femischen Gemengteil von Uspantan, Cuilco, Parajon und anderen Punkten der Sierra Madre in Guatemala. Vereinzelte basische Plagioklase in diesen Vorkommnissen sollen aus dem Nebengestein stammen. — Aus den Vereinigten Staaten dürften manche Trachyte von Colorado hieher gehören, so ein Gestein von der Game Ridge mit Einsprenglingen von Biotit, Labradorit und Sanidin in orthophyrischer Grundmasse.

In der dritten Auflage dieses Buches war eine durch konstanten Gehalt an Hypersthen charakterisierte Gruppe trachytischer Gesteine als Biotit-Hypersthen-Trachyt beschrieben. Der Habitus ist echt trachytisch, aber die Farben sind dunkler, grau bis schwärzlichgrau, selten bräunlich. Als Einsprenglinge treten die Feldspate gern in großen Individuen hervor, Pyroxen ist reichlich, Amphibol dagegen nur akzessorisch und oft gar nicht vorhanden, der Habitus mehr andesitisch und dacitisch, als den Lipariten genähert. Das vereinzelte Auftreten von Hypersthen wurde bereits aus den quarzfreien Lipariten

von Gleichenberg und vom Demavend erwähnt; hier ist er ein Hauptgemengteil.

Als Repräsentanten dieser Biotit-Hypersthen-Trachyte oder Toscanite, wie H. S. Washington sie später genannt hat, betrachte ich nahe verwandte Gesteine vom Monte Amiata, von Pallanzano bei Viterbo, Belvedere del Principe zwischen Bracciano und Cervetri und Radicofani, welche ich der Liebenswürdigkeit der Herrn Carlo de Stefani in Florenz und L. Bucca in Catania verdanke. Das Gestein vom Monte Amiata, welches zuerst durch Gerh. vom Rath's Mitteilungen über die stellenweise zu Kugeln geballte Glasbasis in weiteren Kreisen bekannt wurde, hat eine eingehende und vorzügliche Bearbeitung durch J. Francis Williams gefunden. In reichlicher, selten farbloser (Amiata), meistens gelbbrauner bis brauner, auch wohl in Strähnen verschiedenfarbiger Glasbasis liegen Einsprenglinge von Biotit, Hypersthen, Diopsid, reichlichem Labradorit und oft stark korrodiertem Sanidin nebst Magnetit, Apatit und Zirkon. Die Basis ist oft ziemlich frei von mikrolithischen Ausscheidungen der Effusionsperiode und führt dann gern fluidal geordnete Porenreihen und kristallinische oder trichitische Gebilde. Wo sie kuglig geballt ist, zeigt sie schwache und auffallenderweise positive Doppelbrechung, aber keinerlei Andeutung einer fasrigen oder irgend einer andern Struktur; die Ballung dürfte ein rein perlitisches Phänomen sein. In andern Fällen ist die Glasbasis erfüllt mit Mikrolithen von Sanidin und einem eisenreichen Diopsid, wohl auch von Biotit, während der Hypersthen nie in zweiter Generation erscheint. Im allgemeinen stören diese Ausscheidungen der Effusionsperiode den vitrophyrischen Charakter der Struktur nicht; wo sie die Glasbasis mehr oder weniger vollständig verdrängen (Amiata), da wird die Struktur trachytisch, nicht andesitisch. — Es sei hervorgehoben, daß mir vom Pian Castagnaio am Monte Amiata eine dem sog. Glimmertrachyt von Monte Catini und den oben erwähnten Vorkommnissen der Gegend von Piatigorsk sehr ähnliche Ausbildungsform von lamprophyrischem Charakter vorliegt. Neben den massenhaften Einsprenglingen von Biotit treten reichlich auch solche von graugrünem Diopsid auf, der stellenweise von einem schmalen Mantel von Ägirinaugit umsäumt ist. Feldspate fehlen durchaus unter den Einsprenglingen. Die Grundmasse ist holokristallin und besteht aus leistenförmigem Bytownit mit reichlicher Sanidinfüllmasse mit nicht sehr zahlreichen Diopsiden und spärlichen kleinen Ägirinaugiten von allerdings dem Diopsid nahestehender Mischung. Chemisch gehört der durch Vorherrschaft des bisweilen zu radialen Gruppen vereinigten Sanidins in der Grundmasse charakterisierte Glimmertrachyt näher zu den mittel-italienischen Kalikalkmagmen, als zu den Amiata-Gesteinen. Der lamprophyrische Habitus des Monte Catini-Gesteins, das einen volcanic-neck in jungtertiären Mergeln der Gegend von Volterra bildet, wird noch erhöht durch einzelne Pilitpseudomorphosen nach Olivin und die hellen Zentren der peripherisch sehr dunklen Biotite. Die Verwandtschaft mit einzelnen

lamprophyrischen Ganggesteinen der Alkalitiefengesteine Montanas ist unverkennbar.

Bucca beschrieb hierher gehörige Gesteine aus der Umgebung von Bracciano, wo neben Labradorit auch Andesin unter den Einsprenglingen erscheint, und von Cervetri. Ein Vorkommen vom Monte Cucco bei Cervetri stellt sich indessen nach seinem Mineralbestande zu den normalen quarzfreien Lipariten. Es enthält Einsprenglinge von Sanidin, Andesin und Biotit in einer fast vollkommen durch isometrischen und leistenförmigen Sanidin entglasten, etwas biotithaltigen Grundmasse. — C. Riva untersuchte Biotit-Hypersthen-Trachyte von Tolfa und vom Monte Piantangeli östlich von Tolfa und schildert den Übergang in Alaunfels, der sich jedoch auf die Grundmasse beschränkt, welche zu einem Gemenge von Alunit, Quarz und Kaolin wird, während die Einsprenglinge unverändert bleiben. Die Gesteine enthalten neben älteren basischen Ausscheidungen auch echte Einschlüsse, die durch einen Gehalt an Spinell und Korund interessant sind. Merkwürdig ist es, daß solche Gebilde mir auch aus dem Gebiete des Toscanits von Radicofani bekannt wurden.

Seinem Mineralbestande nach gehört hieher auch ein rotbrauner, biotitreicher Trachyt von Mocsar in Ungarn, dessen Grundmasse bei spärlichem Glasgehalt eine vorzüglich deutliche orthophyrische Struktur besitzt. — Nahe verwandt mit dem Toscanit ist ein von A. Osann beschriebener, durch große Sanidin-Einsprenglinge charakterisierter Dacittypus des Cabo de Gata.

Ihrer chemischen Zusammensetzung nach könnten vielleicht hieher auch die von P. Marshall beschriebenen trachytischen Gesteine von Lyttelton in Neu-Seeland gehören mit über 3% CaO neben 2,5% K_2O und 4,6% Na_2O, was allerdings von dem Alkaliverhältnis der Toscanite abweicht. Diese Trachyte werden unterlagert von einem Hyalo-Augittrachyt ähnlicher Zusammensetzung und begleitet von Basalten und Andesiten, deren Alkaligehalt allerdings etwas hoch ist.

Reine Hypersthentrachyte ohne Biotit und ohne Pyroxen wurden kurz von Aguilera und Ordoñez von dem Cerro de Tlamocas und dem Ventorcillo am Popocatepetl angegeben.

Nach chemischem und mineralischem Bestande bilden die schwärzlichgrünen und dunkelgrünlichgrauen Pyroxenquarzporphyre der Leipziger Grund (Wurzen, Grimma, Taucha, Luptitz usw.), welche geologisch eng verknüpft sind mit den gleich zusammengesetzten Granitporphyren desselben Gebietes (S. 518) eine vollkommene Parallele zu den Biotithypersthen-Trachyten. Ihre Einsprenglinge sind Biotit, Pyroxen, Labradorit, Orthoklas und spärlicher Quarz. Ihre Grundmasse ist sehr schön mikrogranitisch und stellenweise mikropoikilitisch. Der Quarzgehalt erklärt sich leicht durch die holokristalline Ausbildung des Gesteins gegenüber der vitrophyrischen Struktur der Toscanite. Schon Naumann hatte dem Pyroxen in diesen »schwarzen Porphyren« vermutet, G. Tschermak wies darin den Diallag nach. E. Kalkowsky, der die erste ausführliche

Bearbeitung dieser Gesteine lieferte, gelangte zu der Überzeugung, daß das Pyroxenmineral Augit oder doch in gewissen Vorkommnissen nur ein aus Augit entstandener Diallag sei. Bei einer späteren Revision der Vorkommnisse von Taucha, Grasdorf, Rittergutsberg bei Ammelshain, Hengstberg bei Hohenstein usw., die ich Herrn KALKOWSKY's Güte verdanke, ergab sich, daß dieselben sowohl einen pinakoidal spaltenden Diallag, wie einen grünen Diopsid enthielten, daß aber dieser Gemengteil verhältnismäßig zurücktäte gegen Bronzit, der sowohl in selbständigen Individuen, wie in paralleler Verwachsung mit dem Diopsid ausgebildet und oft zu Bastit umgewandelt ist. Die Pyroxene umschließen auch hier gern Erze, Apatit und Zirkon, sowie Glasinterpositionen.

Die Alkalitrachyte.

Die neo- und paläovulkanischen Ergußformen der alkalisyenitischen Magmen zeigen eine große Mannigfaltigkeit im äußeren Habitus, in der von hellem Weiß, Gelblichweiß, Graulichweiß bis zu dunklem Grau wechselnden, bei glasreichen Typen auch roten, braunen und schwarzen, seltener grünlichen Farbe, in der Einsprenglingskombination und dem Aufbau der Grundmasse und in der vom Holokristallinen bis zum Glasigen wechselnden Struktur. Das bedingt die Notwendigkeit einer Aufteilung in Typen, welche man sich nicht als streng verschiedene Gesteine, sondern als herrschende Formen in einer durch mannigfache Übergänge und Zwischenglieder einheitlichen Reihe denken muß. Nur die Rhombenporphyre und die Keratophyre haben eine mehr selbständige Stellung, die denn auch in ihrer geologischen Sonderstellung deutlichen Ausdruck findet. Im Gegensatz zu den quarzfreien Lipariten und Porphyren sind hier die Übergangsformen nach den Comenditen hin bisher wenig zahlreich, während solche nach den Ergußformen der elaeolith-syenitischen und leucit-syenitischen Magmen (Phonolithen und Leucitophyren) hin, analog den Beziehungen der Alkalisyenite zu den Foyaiten überaus verbreitet und sehr mannigfacher Art sind. Sehr innig sind die Beziehungen zwischen trachytischen und quarzpantelleritischen Gesteinsformen und es verdient besondere Betonung, daß eine sehr vollkommene Reihe von Übergangsformen zwischen den normalen Alkalitrachyten durch die Arsotrachyte, Ciminite, Vulsinite und Kenyite nach den Trachyandesiten und Trachydoleriten hin vorliegt, während verbindende Glieder zwischen den Alkalisyeniten und den Shonkiniten und Essexiten in der Tiefengesteinsreihe kaum bekannt sind.

Als Typus der eigentlichen Trachyte oder Trachyte schlechthin wird man in Deutschland wohl immer die siebengebirgischen Vorkommnisse ansehen, die in der älteren Literatur Drachenfels-Trachyte genannt wurden. Auch diese sind nicht ganz einheitlich, so daß H. LASPEYRES in seiner Beschreibung des Siebengebirges 7 Varietäten unterscheidet, von denen ich den Remscheid- und Witthau-Trachyt als Zwischenformen nach den Trachyandesiten hin auffasse. Charakteristisch

für den Drachenfels-Typus ist das Auftreten eines Na-reichen Sanidins neben einem Kalknatronfeldspat, dessen Mischung von derjenigen eines normalen Oligoklas bis zu der des normalen Labradorits schwankt, von Biotit, der bisweilen von braunem Amphibol, selten von diopsidischem Pyroxen begleitet, von Titanit, Apatit, Magnetit und Zirkon als intratellurischen Bildungen. Die Feldspate sind teils idiomorphe, oft auch stark korrodierte Einzelindividuen oder Zwillinge, bald häufen sie sich zu knäuelartigen Gruppen unter starker Einbuße an Idiomorphismus. Sanidinmäntel um die Kalknatronfeldspate sind nicht eben selten, bei zonarer Struktur sind die Unterschiede von Zentrum und Schale, soweit es bestimmt wurde, nicht groß, sie belaufen sich auf eine Differenz von etwa 10% Anorthit. Die Menge der farbigen Einsprenglinge ist stets klein, der Biotit scheint nie zu fehlen, der Amphibol ist weitaus seltener. Diopsid wurde vereinzelt beobachtet im Gestein der Perlenhardt und des Ölberges und gewinnt die Vorherrschaft über Biotit im Trachyt des Kucksteins, der sich dadurch dem Ponzatypus nähert. Die bekannte magmatische Resorption der Biotite und Amphibole unter Neubildung von Augit und Magnetit ist ziemlich verbreitet. Die fast durchweg schön orthophyrische Grundmasse besteht aus Sanidin mit sehr geringer Beimengung hellgrüner Diopsidkörner und -säulchen und ist öfter durchwoben von einem feinen Schleier glasiger Basis. Wo diese gänzlich fehlt, sind die quadratischen und kurzrektangulären Feldspatmikrolithe oft durch etwas Quarz verkittet, über dessen primäre oder sekundäre Natur schwer mit voller Sicherheit zu entscheiden ist. Ich halte ihn für primär. Die Grundmasse eines Trachyts aus dem Rhönsdorfer Tal besteht aus einem hauchartig von Glas durchtränkten Gewebe büschelförmig und sphärolitisch aggregierter Feldspatfäserchen. Die kleinen Diopsidkörner der Grundmasse, welche sich nur in dem Gestein von Ausrott stark anreichern, setzen sich gern an die kleinen Magnetitoktaeder an. Häufchen von Tridymit sind gar nicht selten in den holokristallinen Grundmassen anzutreffen. Die von Grosser erwähnten Rutile in den Gesteinen des Drachenfels und des Lohrberges habe ich nicht gesehen. — Über die fremden Einschlüsse in den siebengebirgischen Trachyten verdankt man Pohlig, K. Vogelsang und Dannenberg interessante Mitteilungen.

Dem Drachenfels-Typus gehören auch der Trachyt von Kelberg in der Eifel und die Westerwälder Trachyte an, die neben Sanidin-Einsprenglingen bald reichlich, bald nur sehr spärlich solche von Oligoklas und Andesin, mehr braune Hornblende als Biotit und nur spärlich Pyroxen nach Dannenberg führen, wie die Vorkommnisse von Helferskirchen, Nieder-Sayn, Ewighausen, Niederahr, Stahlhofen u. a. Wo der Kalknatronfeldspat stark zurücktritt oder fehlt, tritt Diopsid, Ägirinaugit und stellenweise Ägirin als einziger farbiger Einsprengling auf, so in den Vorkommnissen vom Stockhahn zwischen Maxsayn und Zürbach, Langenberg bei Vielbach, Dernbach, Montabaur, Dahlen, Hülsberg u. a. Dann wird die Annäherung an Phonolithe noch weiter betont durch teilweisen Ersatz des Sanidins durch Anorthoklas (Hülsberg), der in dem Sieben-

gebirge nirgends mit voller Sicherheit erkannt, wenn schon vielfach vermutet wurde und durch die Anwesenheit von Ägirinaugitmikrolithen statt Diopsid, sowie von etwas Nephelin und Nosean in der bald orthophyrischen, bald trachytischen Grundmasse (Hülsberg NO. Wirges, Montabaur). So vollziehen sich im Westerwalde die Übergänge in die später zu beschreibenden phonolithischen Trachyte.

Auch die zuerst von C. Chelius, neuerdings von G. Klemm beschriebenen Trachyte von der Sporneiche östlich von Messel, von Dietzenbach, vom Hohen Berge zwischen Dietzenbach und Heusenstamm, vom Neuhof und von der Dampfmühle bei Sprendlingen sind echte Drachenfelstrachyte. Unter den Einsprenglingen sind ein natronreicher Sanidin, Anorthoklas und saurer Oligoklas, ein schlank nadelförmiger Diopsid, nach G. Klemm auch Hornblende, sowie die Nebengemengteile vorhanden. Alle drei Feldspate kehren in der Grundmasse wieder, ebenso der Diopsid, hier aber in Körnchen. Die Struktur ist holokristallin porphyrisch: der porphyrische Charakter wenig auspeprägt in dem Gestein von Heusenstamm. Tridymitaggregate sind nicht nur in miarolitischen Drusenräumen, sondern auch im Gesteinsgewebe selbst hie und da nachzuweisen. Allverbreitet sind limonitische Zersetzungsprodukte und Karbonatflitterchen. In dem Gestein vom Hohenberg bei Heusenstamm füllt primärer (?) Quarz nicht eben spärlich die Zwischenräume zwischen den Feldspatmikrolithen, dunkle Gemengteile fehlen hier vollständig. Rutil gibt Klemm als vereinzelten Gemengteil in dem Gestein von der Sporneiche an.

In den Tuffen des Ziegenberges bei Schackau in der Rhön findet sich Drachenfelstrachyt als Auswürfling. — Von den böhmischen Trachyten, die nach Hibsch Gänge und Stöcke bilden und nirgends von Tuffen begleitet werden, gehören hieher die Gesteine von Algersdorf, Brokasch und Kostenblatt.

Sehr reichhaltig ist der Drachenfelstypus in der, dem Siebengebirge so nahe petrographisch verwandten, Auvergne vertreten; so im Ravin de la Craie (der Sanidin hat auffallend oft Plagioklaskerne), Plateau de la Durbize (mit ziemlich reichlicher, bräunlicher Glasbasis), Vallée de la Cour (mit auffallend zahlreichen Biotit- und Diopsideinsprenglingen), Ravin des Egravats (mit reichlichem Bimssteinglas), Val de l'Enfer. Ebenso gehören hieher die Domite dieses Gebietes, deren auffällig hoher Gehalt an SiO_2 teils durch Ausscheidungen von Tridymit, teils durch nicht unbeträchtliche Mengen einer wasserhellen bis gelblichen Obsidianglasbasis seine Erklärung findet.* Ein Vorkommen aus dem Tale von

* Die geologischen Altersverhältnisse der Ergußgesteine des französischen Zentralplateaus sind nach M. Boule und andern Geologen Frankreichs, auch nach der amtlichen geologischen Karte, im wesentlichen folgende. In der Chaîne des Puy- hat man von unten nach oben.

1. Trachyt (Domit) in Kuppen und Gängen,
2. Untere Basalte,
3. Glimmer- und Hornblende-Andesite,
4. Labradorites, d. h. olivinhaltige Augitandesite,

Chaudefour im Mont Dore mit reichlichen Einsprenglingen von Anorthoklas, Labradorit, vereinzelten Biotiten, Diopsid und gelegentlichem Olivin in einer Grundmasse aus Sanidin, nebst etwas Nephelin mit Diopsidsäulchen und Magnetitoktaedern spielt hinüber in die Trachydoleritfamilie. Vom Puy de Ferrand, Mont Dore, liegt mir ein Handstück vor, das durch reichlichen Gehalt an goldgelbem Pyroxen in der aus Sanidin und Andesin gemengten Grundmasse interessant ist. Die Einsprenglinge sind Sanidin und basischer Andesin. Der beträchtliche Gehalt an Kalknatronfeldspat läßt das Gestein als Zwischenglied nach den Trachyandesiten hin erkennen. Ein anderes Handstück von demselben Berge ist ein typischer Drachenfelstrachyt mit gelber Glasbasis, in der viele Mikrolithe von Sanidin und Diopsid ausgeschieden sind.

Nach J. Chautard (C. R. CXLIII. 919. 1906) finden sich in Verbindung mit Tuffen, welche den senonen Mergeln von Rufisque bis zu den Isles des Madeleines im französischen Senegal am Grünen Vorgebirge auf einer Strecke von 30 km eingeschaltet sind, Trachyte, die mit dem Trachyt des Ziegenberges im böhmischen Mittelgebirge verglichen werden, zusammen mit Limburgiten und Augititen bei Diokhoul, mit Limburgiten am Kap des Biches, mit limburgitischen Basalten auf der Insel Corea, am Kap Manuel und auf den Madeleine-Inseln, mit Augititen in der Anse Bernard und am Fuße der Madeleine-Klippen.

Der Ponza-Typus umfaßt eigentliche Trachyte, welche ihrem ganzen Habitus nach dem Drachenfels-Typus sehr nahe stehen, sich aber von diesem durch das mehr oder weniger vollständige Fehlen des Biotits und Amphibols unter den Einsprenglingen unterscheiden. Die Stelle dieser, während der intratellurischen Periode des Gesteins wahrscheinlich vielfach vorhandenen, aber nahezu vollständig resorbierten

5. Obere Basalte.
2–4 treten in Ergüssen an Kegeln mit Kratern auf.
Am Mont Dore folgen sich ebenso von unten nach oben:
1. Ströme von Liparit, Perlit, trachytoidem Phonolith und phonolitoidem Trachyt in
2. Unterem, weißem, rhyolitischem Cinérit, d. h. Liparit- und Trachyttuff mit beigemengtem Sedimentmaterial,
3. Basalte, z. T. mit großen Einsprenglingen, vielleicht teilweise die ältesten Ergüsse,
4. Ströme von basischen Andesiten, Augitandesiten und Feldspatbasalten in
5. Oberen Aschentuffen (cinérites) und Auswürflingsmassen (Agglomeraten), welche die Hauptmasse des Mont Dore bilden und z. T. durch Wasser geschichtet sind,
6. Andesite und Trachyte mit großen Sanidineinsprenglingen,
7. Amphibol-Augit-Andesite und Hauyn-Andesite (téphrites Michel-Lévy's),
8. Phonolith, d. h. Hauyn-Trachyt, vorwiegend in Gängen und Strömen,
9. Basalte der Hochfläche, älter als die Talbildung,
10. Basalte des Quartär, im Typus schwankend zwischen Limburgit und Augitandesit.

Man muß sich erinnern, daß die hier Andesit genannten Gesteine ebenso wie die sog. Andesite des Siebengebirges zu den Trachyandesiten gehören und daß die Stellung der Basalte im petrographischen System, welches in diesem Buche benützt wird, zurzeit nicht mit voller Sicherheit festzustellen ist.

Gemengteile übernimmt ein grüner oder gelber Pyroxen. Die frühere Häufigkeit des Biotits ergibt sich aus dem Vorhandensein von Magnetit-Augit-Häufchen in oben beschriebener Form, sowie aus dem Vorhandensein dieses, auch gelegentlich von Olivin begleiteten Minerals, in unverändertem Zustande in Nestern mit Pyroxen und Plagioklas, welche als sehr alte intratellurische Ausscheidungen gewissermaßen fremdartig im Gestein auftreten. Der Trachyt des Ponza-Typus nähert sich durch das gelegentliche Vorkommen von Nephelin und Sodalith in Drusenräumen und im eigentlichen Gesteinsgewebe, durch Ägirin- und Akmitmäntel um die Augite, und durch natron- und eisenreiche Pyroxene und Amphibole in den Zwickeln der Feldspatmikrolithe der Grundmasse an manchen Orten den phonolithischen Trachyten. Die Feldspateinsprenglinge liefert auch hier der Natronsanidin, der oft in hohem Maße von Anorthoklas ersetzt wird, und ein Kalknatronfeldspat, dessen Mischungsverhältnis vom normalen Oligoklas (selten) bis hinab zum Labradorit wechselt. Als femische Einsprenglinge erscheinen bald der Diopsid, der oft von büschelförmigen Ansätzen von Ägirinaugit eingehüllt ist, oder nach außen allmählich in Ägirinaugit übergeht, bald der Ägirinaugit, bald der oben S. 898 beschriebene gelbe Pyroxen. Ein bräunlichgrüner Alkali-Eisenamphibol von geringer Doppelbrechung und mit großem c:c fand sich in dem Trachyt des Astroni bei Neapel, teils in spärlichen selbständigen Individuen, teils als Mantel um Diopsid. Sodalith in sehr kleinen Einsprenglingen wurde im Trachyt des Monte Tabor auf der Insel Ischia beobachtet. Die meistens holokristallinen Grundmassen bestehen der Hauptsache nach aus Sanidin, hie und da in Begleitung von Anorthoklas, sehr selten in Begleitung von basischem Oligoklas (Monte Nuovo bei Neapel) in meistens trachytischem, selten in orthophyrischem Gefüge (Monte Olebano bei Pozzuoli). Zwischen die Feldspate der Grundmasse eingeklemmt in Blättchen, Stengelchen und Fetzen erscheinen in mannigfachem Wechsel Diopsid (selten), Ägirinaugit und gelber Augit häufig, ein bräunlichgrüner arfvedsonitischer Amphibol, ein graubrauner Katophorit oder auch blaue Amphibole (selten) und diesem gesellt sich hie und da etwas Ainigmatit zu. Die Beschreibung stützt sich auf das Studium der Trachyte der phlegräischen Felder (Camoldoli, Monte Nuovo, Astroni, Solfatara, Monte Olebano) und der Insel Ischia (Monte Tabor, Monte di Vetta, Punta di Zale u. a.). Durch Anreicherung der femischen Gemengteile in der Grundmasse, nirgends unter den Einsprenglingen, vollziehen sich Übergänge in die Gruppe der pantelleritischen Trachyte zumal bei Vorkommnissen auf Ischia. Zum Ponza-Typus gehören auch die Trachyte vom Monte della Guardia und anderen Punkten der Insel Ponza. Auch der durch seine schlierige Verwebung dunklerer und hellerer Gesteinsteile bekannte Piperno von Pianura und Soccavo gehört diesem Typus an. Die dunkleren Flecken unterscheiden sich von dem Hauptgestein (nach Kalkowsky's Untersuchungen) nur durch höheren Gehalt an Magnetit, durch größere Porosität und durch den Mangel der sphärolithischen Ordnung der Sanidine,

welche in dem Hauptgestein reichlich vorkommt*. — Mercalli gibt offenbar hierher gehörige Trachyte vom Krater von Vico in den Ciminischen Hügeln bei Viterbo an und unterscheidet graue Sanidintrachyte mit Einsprenglingen von 2 cm langen Sanidinen nebst Biotit und Pyroxen und dunkle Augittrachyte, die wohl den Ciminiten zugehören. Mit ihnen zusammen treten Trachyte auf, die in der Grundmasse etwas Leucit führen und sog. Petrisco, der Einsprenglinge von Leucit hat. In den Tuffen des Gebietes finden sich auch hauynführende lose Massen dieses Trachyts.

Auch dieser Typus hat, wenn ich die Schilderungen richtig deute, eine nicht unbeträchtliche Verbreitung, So beschreibt ihn Doelter vom Monte Ferru in Sardinien, Mügge von S. Miguel und Fayal unter seinen domitischen Trachyten. — Hieher gehören wohl auch die einsprenglingsarmen Trachytes augitiques, welche Boule aus dem Velay, zumal aus dem Gebiet von Mézenc beschrieben hat. — Renard's Beschreibungen lassen ihn unter trachytischen Gesteinen der Kerguelen-Gruppe und der Insel Ascension erkennen. An der letztgenannten Lokalität sind besonders Abarten interessant, denen die intratellurischen Ausscheidungen mehr oder weniger fehlen, und andere, welche durch vitroporphyrische Ausbildung zu Trachyt-Obsidianen hinüberführen. Renard betont allerdings, daß Übergänge dieser Gruppe einerseits nach den Quarztrachyten, andererseits nach den Andesiten hin vorkommen. — d'Ossat und Millosevich beschreiben einen grünen Hyalotrachyt vom See Pagadé im Gebirgslande der Budditu, Ostafrika, der den Ponza-Obsidianen nahe zu stehen scheint. — Zum Ponza-Typus scheint auch ein von Watts als augitic trachyte beschriebenes Gestein vom Abhange des Kutelika, Salomon Islands, zu gehören. In hellgrauer holokristalliner oder doch sehr glasarmer Grundmasse liegen Einsprenglinge von Augit, ganz vereinzelter Hornblende und gelegentlichem Feldspat, der z. T. in Scheideflüssigkeiten von 2.57, z. T. in solchen von 2.62 spezifischem Gewichte schwimmt. Die Grundmasse besteht aus Feldspat und Pyroxen. — Hierher scheinen auch die Trachyte zu gehören, die Manasse unter den Gesteinsstücken fand, welche die Karawanen zur Herstellung des Gleichgewichts der Kamellasten auf der Straße Ghadames-Tripolis von dem Gebiete südlich der Oase mitbringen. Ihre Einsprenglinge sind Sanidin, Anorthoklas, saurer Oligoklas und Augit.

Zu den paläozoischen Trachyten vom Drachenfels-Typus wird man die von P. Termier früher unter dem Namen Orthophyr, neuerdings Trachyt beschriebenen karbonischen Ergußgesteine aus dem Massiv der Grandes Rousses an der Grenze von Dauphiné und Savoyen stellen dürfen, die auch gangförmig im Granit und Gneiß des Pelvoux Massivs, SO von den Grandes Rousses aufsetzen, sonst aber nirgends in den

* Das Gestein hat letzthin mehrfach die italienischen Petrographen beschäftigt, die z. T. die Ansicht vertreten, daß die dunklen Massen im Piperno ursprünglich Auswürflinge seien, die von der hellen Hauptmasse der Lava eingeschlossen und z. T. umkristallisiert wurden.

französischen Alpen wiederkehren. Es sind Gesteine von phonolithähnlichem Habitus und hellgrüner bis bläulichgrüner Farbe mit Einsprenglingen von Orthoklas, Anorthoklas, etwas Oligoklas, sowie Biotit und selten auch von Quarz in einer trachytoiden, stellenweise quarzhaltigen Grundmasse aus Feldspatleisten; so als Einschlüsse in Tuffen und anstehend am Berge Croix de Cassini und zwischen der Balme und dem Gletscher von St. Sorlin. Eine andere Varietät mit viel Einsprenglingen von Biotit und vereinzelt von Pyroxen neben solchen von Oligoklas, Anorthoklas und wenig Orthoklas hat eine zwischen mikrofelsitischem und mikrogranitischem Charakter stehende Grundmasse (Gegend von Château Noir, bei Freney und am Gletscher von St. Sorlin). Dieser Typus ist durch Übergänge verbunden mit quarzreicheren und mikrogranitischen Formen, denen die femischen Einsprenglinge fehlen und die am Col de la Croix de Fer herrschen. Nach Termier's Ansicht, der den reichlichen Zirkongehalt dieser Gesteine betont, würden diese Gesteine verwandt sein mit den karbonischen Ergüssen des Massif Central (Loire, Rhône, Saone-et-Loire), welche von Grüner als porphyres noirs, von Michel-Lévy als orthophyres beschrieben wurden. — Doch haben nach Michel-Lévy's Beschreibungen die Orthophyre des Beckens von Autun im Morvan, ebenso wie die von Littry (La-Manche) lamprophyrischen Habitus und also statt der herrschenden Feldspateinsprenglinge solche von Biotit und Augit, der meistens in ein Gemenge von Chalcedon und Eisenerzen, seltener in ein solches von Serpentin und Calcit umgewandelt ist. Auch führen diese Gesteine stellenweise Olivin.

Nach einer bemerkenswerten Arbeit von Hatch bestehen die höheren Teile der unterkarbonischen Ergüsse in East Lothian aus quarzfreien Porphyren, welche ganz den Habitus der Trachyte besitzen. Die Einsprenglinge sind glasiger Sanidin in einzelnen Individuen und in hypidiomorph-körnigen Gruppen nebst spärlichem Augit. Die Grundmasse ist glasfrei und vollkommen trachytoide und besteht aus Sanidinleistchen in fluidaler Anordnung mit Körnern desselben Minerals und grünem Augit in Kriställchen und Körnern. Erze sind spärlich, ebenso Karbonate und diese anscheinend in Pseudomorphosen nach Pyroxen. Das Verbreitungsgebiet dieser Ergußgesteine liegt in den Carlton Hills bei Edinburgh. — Die Kuppen, welche als Ausbruchspunkte dienten, bestehen z. T. ebenfalls aus trachytischem quarzfreiem Porphyr (North Berwick Law und Bass Rock), teils aus trachytoidem Phonolith (Traprain Law). Dieser Beschreibung entsprechen auch durchweg die Gesteine, welche mir durch die Güte des genannten Forschers von den Lokalitäten Bangley, Skidhill und Peppercraigh bei Haddington vorliegen. Ich kann hinzufügen, daß neben dem Sanidin am erstgenannten Fundorte Einsprenglinge von Labradorit, am zweiten solche von Andesin vorkommen. Die grüne Farbe der Gesteine erinnert an Keratophyr; doch ist ihre Zusammensetzung diejenige des Ponza-Typus. In East Lothian kommt ebenso wie karbonischer Trachyt und Phonolith, auch karbonischer Limburgit vor.

Die Gruppe der **phonolithischen Trachyte** steht ihrem äußeren Habitus nach den eigentlichen Trachyten sehr nahe, ist aber oft durch eine dünnplattige Absonderung mit fettig glänzenden und sich ebenso anfühlenden Absonderungsflächen, durch grünliche Töne in der stets hellen Farbe, sowie durch den Mangel oder die Seltenheit von großen makroskopischen Einsprenglingen charakterisiert. Chemisch ist der hohe Gehalt an Natron gegenüber dem Kali bedeutsam, mineralogisch das ziemlich allgemeine Fehlen von Biotit und Hornblende, die Herrschaft der Alkali-Pyroxene und Alkali-Amphibole unter den farbigen Gemengteilen der Einsprenglinge und der Grundmasse. Die Neigung zu holokristalliner Ausbildung ist größer, als in irgend einer anderen Gruppe. — Das Attribut »phonolithisch« soll nicht etwa eine merkliche Abnahme des für die eigentlichen Trachyte charakteristischen Kieselsäuregehalts andeuten, sondern das Auftreten von charakteristischen Gemengteilen der Phonolithe (Ägirinaugit, Ägirin, Akmit, Arfvedsonit, Katophorit, Nephelin, Sodalith, Nosean oder Hauyn) und das absolute Fehlen freier Kieselsäure. — In dieser Gruppe kann man zwei Typen unterscheiden, die Sodalith-Trachyte und die Trachyte mit Alkalipyroxenen und Alkaliamphibolen, je nachdem durch den einen oder den andern der genannten Gemengteile die Zugehörigkeit zu den alkalisyenitischen Magmen in hervorragender Weise zur Erscheinung gelangt.

Die nahe Verwandtschaft der Sodalith-Trachyte mit dem Ponza-Typus drückt sich schon darin aus, daß beide an den meisten Orten, wo wir sie mit Sicherheit kennen, in engster geologischer Verknüpfung auftreten und durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden sind. Die maßgebenden Repräsentanten haben wir in den an früherer Stelle genannten Lokalitäten der Insel Ischia zu suchen. Die Struktur ist hier fast durchweg holokristallin und trachytisch; nur selten ist eine spärliche gelbe Glasbasis als feiner Schleier zwischen den Grundmasse-Gemengteilen zu erkennen. Der Sodalith ist nirgends in größerer Menge als wesentliches Gesteinselement vorhanden. In hohem Grade bezeichnend ist es, daß die bisher in ihrem Auftreten ausschließlich an foyaitische Magmen gebundenen Mineralien Laavenit und Rinkit ziemlich regelmäßig in lappigen Blättchen den Sodalith-Trachyten Ischia's (Castel d'Ischia, Scarrupata, Gehänge des Epomeo) und den nahe verwandten Katophorit-Trachyten der Azoren beigemengt gefunden wurden. Die zwischen die Feldspatmikrolithe eingeklemmten, oft regellos und poikilitisch verwachsenen farbigen Gemengteile sind z. T. Ägirinaugit und katophoritische Hornblende. Eisenerze fehlen nicht selten ganz.

Sodalithtrachyte wurden in mehreren Vorkommnissen nach Freda, Johnston-Lavis und dell' Erba, die sie beschrieben, bei Tunnelarbeiten im gelben Tuffe von Neapel aufgefunden. — Dell' Erba charakterisiert ferner Lava-Auswürflinge der Eruption vom September 1535, welche den Monte Nuovo schuf, als Sodalithtrachyt; das früher für Phonolith gehaltene Gestein soll außer herrschendem Sanidin und Sodalith auch Anorthit, Augit und etwas Olivin führen. Der Anorthit wäre ein sonder-

barer Gast in dieser Gesellschaft. — Aus den Breccien der Insel Vivara, welche zwischen den grauen und gelben Tuffen der phlegräischen Felder und Bimsteinsanden eingeschaltet sind, beschrieben DE LORENZO und RIVA sowohl Sodalithtrachyte wie Ägirintrachyte, die in jeder Hinsicht denen der Insel Ischia gleichen. — Nach A. DANNENBERG treten phonolithische Trachyte mit akzessorischem Nosean neben Einsprenglingen von Sanidin, Pyroxen, braunem Amphibol und Biotit in dichter Grundmasse aus Sanidin und Pyroxen am Monte Ferru in Sardinien auf, neben denen grünliche, plattig abgesonderte, ganz phonolithähnliche Ausbildungsformen und echte Phonolithe mit z. T. beträchtlichem Gehalt an Nephelin vorkommen (Rocca Freari, Badde Ruinas am Südfuß der Punta Bausinari, Gipfel des Monte Oë und Monte Tinzosu).

J. E. HIBSCH stellte die Verbreitung von Sodalithtrachyt in zahlreichen Gängen auf Blatt Rongstock-Bodenbach und Großpriesen bei Sedel, Babina, Neudörfel u. a. O. fest. Auch ein Trachytstrom bei Skritin auf dem erstgenannten Blatt führt Sodalith.

H. ARSANDAUX beschreibt lachsfarbene, fluidale Trachyte aus der Gegend von Sénoudibou im Westen des französischen Sudan, die Einsprenglinge von Anorthoklas, braunem Anomit, einem fast farblosen Pyroxen und blauem Nosean in braundurchsichtiger glasiger Grundmasse mit Anorthoklas-Mikrolithen führen. Auch die knopflochartigen Lithophysen des Gesteins sind mit Anorthoklas und Sodalith bekleidet. —

Typische phonolithoide Trachyte mit einem stellenweise nicht unbeträchtlichen Gehalte an einem Sodalithmineral und an Nephelin in fluidalem Gewebe von Sanidinleistchen mit Ägirinaugit und etwas Cossyrit lernte ich von mehreren Punkten der Meru-Landschaft in Deutsch-Ostafrika aus einer Sammlung kennen, welche von den Herren Professoren Dr. K. UHLIG und Dr. JAEGER gelegentlich der OTIO-WINTER-Expedition zusammengebracht und dem mineralogisch-geologischen Institute der Universität Heidelberg geschenkt wurde. Die Einsprenglinge von Anorthoklas erreichen über Zentimeter-Größe und werden begleitet von grünem Diopsid und Titanit, stellenweise auch von Biotit mit starker opacitischer Hülle. In einigen Proben reichert sich der Gehalt an Nephelin und Sodalith so sehr an, daß man das Gestein vielleicht schon zum Phonolith stellen könnte, so z. B. in einem Handstück vom SW.-Fuße des Essimingori. — Durchaus hiermit übereinstimmende Gesteine vom Westabhang des Pik Maros auf Celebes verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Professor C. SCHMIDT in Basel. In beiden Gebieten sind diese Trachyte mit echten Phonolithen, Trachydoleriten und Tephriten, sowie mit Nephelingesteinen vergesellschaftet.

Am Bull Mountain, Blatt Pikes Peak, Colorado, enthält der phonolithoide Trachyt Einsprenglinge von Nosean neben solchen von Sanidin und Andesin, während in der Grundmasse dem Feldspat etwas Nephelin beigemengt ist.

Nach MICHEL-LÉVY treten Hauyn- oder Noseantrachyte in dem Mont Dore auf; es sind z. T. die bisher als Phonolithe beschriebenen

Vorkommnisse, wie die Roche Sanadoire, Lusclade, ferner das an Andesin reiche Gestein von La Vernière auf dem linken Ufer der Dordogne, von der Route des Mont Dore und dem Pfade von Passy, sowie ein Strom von dem Roc Blanc, dessen Anorthoklaseinsprenglinge Mäntel von Sanidin haben. — Zur Limagne gehört der Gang von La Rochette (glasreich mit viel Titanit und Ägirinmikrolithen) und der Strom von Chaux-Montgros von gleicher Zusammensetzung und Struktur. — In dem Velay gehören hieher nach Boulé die Noseantrachyte von Glavinas, Chenalets, Araules, Lardeyrol, Jalore, Mont-Plaux, Peyre-de-Bard u. a. Boulé nennt die Gesteine Phonolithe, obschon sie keinen Nephelin führen.

J. W. Gregory untersuchte einen Noseantrachyt vom Mount Macedon, Victoria, Australien, der kleine Mengen einer grünen Glasbasis enthält, »which in places is arranged in vermiculitic growths and elsewhere occurs as radial globules, which show a black cross under crossed nicols.« Das Glas gelatiniert mit Salzsäure, obwohl es nach der Bauschanalyse des Gesteins (SiO_2 62,74, Al_2O_3 16,27, Fe_2O_3 6,83, CaO 1,06, Na_2O 8,47, K_2O 4,99, Sa. 100,34) recht sauer sein muß. In der Begleitung dieses Vorkommens treten Sölvsbergite und eigentümliche Ergußgesteine auf, die Verf. zu den Daciten stellt, die aber nach der mitgeteilten Analyse offenbar zu den Alkali-Ergußgesteinen gehören.

Ein sehr eigentümliches Gestein beschreibt K. von Chrustschoff aus dem Taimyr-Lande in Sibirien; dasselbe ist sandsteinartig, bröckelig, von mittelkörnigem Gefüge und granitischem Habitus. Es besteht aus Nosean und Anorthoklas als wesentlichen, Sanidin, Plagioklas, Amphibol, Biotit, Melanit, Magnetit, Titanit, Zirkon und Glasresiduum als akzessorischen Gemengteilen. Chrustschoff nennt das wohl sanidinitähnliche Gestein Taimyrit, indem er sagt: »ich möchte dasselbe daher nach dem Vorgange von Rosenbusch als Taimyrit bezeichnet wissen«, obschon mir dasselbe bis heute unbekannt ist. — Ein anderes Gestein, welches aber statt Nosean den Sodalith enthält, hat nach desselben Autors Angaben granitischen Charakter und panidiomorph-körnige Struktur. Letztere fehlt den Graniten.

Einen von den echten Sodalith-Trachyten sehr abweichenden Habitus zeigen die als Laacher-See-Trachyte bekannten losen Massen. Sie sind auch chemisch von denselben ziemlich verschieden und besitzen eine trotz allen Wechsels durchweg andere Struktur. Ihre Genesis ist noch recht unklar. Man vergleiche darüber die eingehende Schilderung von Hubbard. Nach Calderon würden Sodalith-haltige Trachyte auch am Cabo de Gata vorkommen. Doch zeigte Osann, daß die Bestimmung irrig ist. Das Gestein (Collado de la Cruz del Muerto) ist ein Augit-Hypersthen-Andesit mit Mandelsteinstruktur, in dessen Mandeln sich Tridymitkugeln finden, aufgebaut aus zahlreichen Täfelchen.

Unmittelbar an gewisse Repräsentanten des Ponza-Typus von der

Insel Ischia schließen sich die von O. Mügge als Akmit-Trachyte beschriebenen Gesteine von Sete Cidades, Lagoa do Fogo, Val de Furnas und Lagoa do Congro auf S. Miguel, sowie von der Insel Terceira an, deren Phonolithähnlichkeit er gebührend betont, wie ihm auch der eigentümliche Charakter der Feldspateinsprenglinge nicht entging. Dieselben scheinen vorwiegend dem Anorthoklas anzugehören, was auch für die ischianischen Sodalith-Trachyte z. T. gelten darf. Die Struktur ist auf den Azoren fast durchweg holokristallin, wobei die Feldspatmikrolithe niemals zu trichitischer Feinheit herabsinken. Die keilförmigen Interstitien dieser werden von Akmit, Ägirin und arfvedsonitartigem Amphibol (auch Cossyrit) derart erfüllt, daß diese dort, wo die Feldspate quergeschnitten wurden, Kränze um dieselben bilden. Der Reichtum an mikrolithischen Bisilikaten der Effusionsperiode ist größer als bei den eigentlichen Trachyten. Vielleicht verdient auch die Häufigkeit von Titaneisenglimmer in der Grundmasse Erwähnung. Eine nochmalige Revision dieser Gesteine ergab die Richtigkeit von Mügge's Bestimmungen bis auf einen Punkt. Das von ihm als Akmit gedeutete Mineral ist nur zu einem kleinen Teil Akmit, vorwiegend eine z. T. in vollendet idiomorphen, schlanken Prismen, von (110) (010) ($\bar{1}01$) (011) begrenzte Katophorithornblende mit $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$ in durchweg graubraunen Tönen, mit schwacher Doppelbrechung und recht beträchtlicher Schiefe c:c. Weit häufiger ist diese Hornblende in der Grundmasse und dann mit Ägirinaugit, seltener mit Ägirin vergesellschaftet. Der arfvedsonitartige Amphibol ist echter Arfvedsonit. Recht reichlich enthalten manche Handstücke das von Osann, Lenk und mir vielfach in verwandten Gesteinen erwähnte, ainigmatitähnliche, aber stets lappige und stärker als Ainigmatit doppelbrechende, krappbraune Mineral, welches wohl zu Soellner's Rhönit gehören dürfte. Diese Azorentrachyte könnte man danach Katophorittrachyte heißen. Glasige Formen dieses Typus finden sich spärlich auf S. Miguel, Terceira und Tenerife. Das Glas hat dann hellgebliche bis gelblichgrüne Farbe im durchfallenden Lichte.

In manchen Vorkommnissen häufen sich die farbigen Gemengteile so an, daß ein durchaus den Pantelleriten genäherter Zustand erreicht wird. Dieser Typus kommt auch auf Fayal bei Castello Branco und ähnlich am Gerbier du Jonc in der Haute-Loire vor, an beiden Orten mit Einsprenglingen von Diopsid, welcher mit Ägirinaugit und z. T. mit Ägirin umwachsen ist. Die Feldspateinsprenglinge sind auch hier Anorthoklas nach einer Bestimmung von Fouqué, dessen Güte ich auch die Proben verdanke. — Unter den Gesteinen der Insel Pantelleria gehören nach den mir vorliegenden Proben hieher die von H. Förstner als Augittrachyte bezeichneten Vorkommnisse von der Montagna Grande und von San Gaetano, in denen neben Einsprenglingen von Anorthoklas und hellgrünem Diopsid auch solche von langsäulenförmigem gelben Pyroxen mit c fast farblos, $\mathfrak{b}$ hellgrau, $\mathfrak{a}$ zitrongelb vorkommen.

Auch dieser pantelleritische Trachyt hat eine nicht unbeträchtliche Verbreitung in Deutsch-Ostafrika. So zeigte ihn in voll-

endeter Ausbildung ein Gestein vom Ongorale-Hügel, NW vom Natronsee Magad, das in einer Grundmasse aus Sanidinleisten mit reichlich eingeklemmten Blättchen und Fetzen von Ägirin, Arfvedsonit, braunem Amphibol und Cossyrit Einsprenglinge von Anorthoklas und Sanidin führt. Ebenso ein Gestein von dem westlichen Vorhügel des Shomboli an der Nordost-Ecke des Natronsees, in dessen sphärolithisch und feinst mikrolithisch entglaster Grundmasse zahlreiche kleine Mandeln liegen, die mit einem rhomboedrischen Karbonat in einheitlichen breiten Blättchen und mit wasserhellen optisch positiven Sphärolithen erfüllt sind, deren Brechungsexponenten größer als der des Kanadabalsams sind und zwischen ω und ε des Karbonats liegen. Man kann sie kaum für etwas anderes als Quarz halten. — Von der Steppe am Kikuletue, SO vom Meru, liegt mir ein pantelleritischer Trachyt mit über zentimetergroßen Anorthoklastafeln, kleinen Ägirinaugiten ($c : a = 32°$), gerundeten tiefbraunen Hornblenden und Anomit als Einsprenglingen in einer Grundmasse aus Feldspatleisten (stark vorherrschend Sanidin, daneben ein Kalknatronfeldspat mit Zwillingsstreifung und mit einer Auslöschungsschiefe von 6° in der Zone P/M) mit reihenweise zwischen den Feldspatleistchen eingeklemmten Säulchen und Körnern von Pyroxen, Fetzen von Ainigmatit nebst etwas Nephelin und Sodalith vor. — Ähnlich, aber ohne die Einsprenglinge von Hornblende und Anomit und ohne nachweisbaren Kalknatronfeldspat in der Grundmasse ist ein Trachyt aus der Landschaft Kibulul am Fuße des Meru. — Aus Mügge's Beschreibungen geht deutlich hervor, daß er bereits diesen pantelleristischen Typus, z. T. in vitrophyrischer Ausbildung und durchweg mit einem akzessorischen Gehalt an Sodalith aus dem Massailande kannte.

Durch Herrn P. Marshall's Güte lernte ich einen pantelleritischen Trachyt von Puketeroki im Gebiet von Dunedin, Neuseeland, kennen. Einsprenglinge von Anorthoklas und wenig Pyroxen vom Diopsidhabitus, aber mit $c : c = 47°$, liegen in einer Grundmasse aus leistenförmigem Sanidin mit zwischengeklemmtem Ägirinaugit, Katophorit, spärlichem Biotit, Cossyrit und Leucit. Von St. Leonhards in demselben Gebiet liegt mir ein zwischen Ponza- und Drachenfelstypus vermittelnder Trachyt vor mit Einsprenglingen von Anorthoklas und Diopsid in einer Grundmasse aus leistenförmigem Oligoklas mit kurzrektangulärem Sanidin mit mäßiger Beimengung von Diopsid und Magnetit, und von Portobello bei Dunedin ein reiner Sanidintrachyt ohne femische Gemengteile mit Einsprenglingen von Sanidin in trachytischer Grundmasse aus Sanidinleistchen. Das Gestein von Portobello erinnert an ein von Wh. Cross beschriebenes Vorkommen von Hawaii. Er entdeckte am nördlichen Fuße des Mount Hualalai einen Tuffkegel Puu Waawaa, dessen Material nicht basaltisch ist, sondern die Eigenschaften der Alkalitrachyte zeigt. Die Brocken dieses Kegels bestehen aus braunem Bimsstein, dunklen, dichten Obsidianstücken und größeren Bruchstücken eines felsitic trachyte, der sich wesentlich aus Sanidin, Anorthoklas, und wahrscheinlich Albit in

Mikrolithen von weniger als 1 mm Länge und Täfelchen von 0,02 bis 0,05 mm Dicke aufbaut. Daneben ist etwas Magnetit und Apatit und einige nicht bestimmbare Mineralien vorhanden, das eine weiß, das andere gelb, beide mit starker Licht- und Doppelbrechung. Helles Glas und dunkle globulitische Flecken sind in geringer Menge zu beobachten. —

Kaiwekit hat P. Marshall ein eigentümliches Trachytgestein von St. Leonards, Dunedin, genannt. Zahlreiche, angenähert isometrische Feldspate, die aus einem Kern von Anorthoklas oder Albit ($A_m = + 19^0$) mit schmalen Mänteln von Sanidin ($A_m = + 7^0$) und sehr vereinzelter Ägirinaugit bilden Einsprenglinge in einer stumpfgrünlichen Grundmasse aus isometrischem Sanidin und zwillingsgestreiften Feldspatleisten mit mehr oder weniger streng gerader Auslöschung und geringerem Brechungsvermögen als Canabalsam. Zwischen die Feldspate ist Diopsid in Fetzen und Säulchen eingeklemmt, die oft schmal von Ägirin umsäumt sind. Titanit kommt nur vereinzelt vor. Ein deutliches, aber sehr schwaches Gelatinieren des feinen Gesteinspulvers deutet auf Nephelin, der aber nicht aufgefunden werden konnte.

Als den Typus eines Arfvedsonit-(Riebeckit-)Trachyts darf man das (früher für Liparit geltende, von Laspeyres als Trachyt nachgewiesene) Gestein von Berkum bei Remagen betrachten. Die dunklen Flecke desselben bestehen ganz aus lappigem Arfvedsonit oder Riebeckit; nur ganz vereinzelt findet sich ein Biotitblättchen. Die undulöse Auslöschung der Feldspate dürfte wohl auf Anorthoklas deuten. Die Struktur ist vollkommen trachytisch. — A. Lacroix erwähnt (Bull. Soc. géol. Fr. 1906. VI. 640) einen Gang von Riebeckittrachyt von der Bourboule, Mont-Dore. — Zu den Arfvedsonittrachyten sind mit ziemlicher Sicherheit wohl auch die von Lenk beschriebenen Trachyte von dem Vulkan Ngorongoro in Deutsch-Ostafrika zu stellen.

Nach der Beschreibung von G. T. Prior sind dem Riebeckittrachyt von Berkum nächst verwandt ein lavendelblauer Trachyt von Fokada in Abessynien, ebenso auch Vorkommnisse von Kishyot und vom Gipfel des Amba-Hedscha. Ob ein Pechstein vom Fuße des Amba Berra mit 5,73% Glühverlust hieher gehöre, ist nicht sicher, aber wahrscheinlich.

H. J. Jensen untersuchte typischen Arfvedsonittrachyt von den Glass House Montains in dem vulkanischen Gebiet der Distrikte von East Moreton und Wide Bay in Queensland, Australien, in denen neben Orthoklas- oder Sanidin-Einsprenglingen auch solche von korrodiertem Arfvedsonit erscheinen, die oft einen Kern von braunem Barkevikit, von hellrötlich braunem Katophorit oder auch von Ainigmatit enthalten. In der trachytischen Grundmasse aus Feldspatleisten nebst Arfvedsonit findet sich in kleiner Menge auch Ägirin. Der Feldspat bildet etwa 85% der Gesteinsmasse, der Amphibol 10%—14%, der Rest fällt auf Ägirin und die Nebengemengteile, sowie etwas Quarz, der in den kleinen Interstitien der Grundmasse steckt. — Auch die sich über eine kreisförmige Basis von 30 engl. Meilen Durchmesser über eine Hochebene von Sandsteinen der Trias-Jura-Periode bis zu 4000 Fuß erhebende Gruppe der

Warrumbungle Mountains besteht nach JENSEN aus frühtertiären Tuffkegeln mit Achsen aus Arfvedsonittrachyt, die von Strömen von Ägirintrachyt umflossen und z. T. überflossen sind. Spätere Eruptionen lieferten Trachydolerite und zuletzt Sodalithbasalte und gewöhnliche Basalte. Hier wäre offenbar eine vorzügliche Gelegenheit zum Studium der unterscheidenden Charaktere zwischen Alkalibasalten und normalen Basalten geboten.

Einen ganz vorzüglichen Ägirintrachyt besitzt Deutschland in dem bekannten Gestein vom Kühlsbrunnen im Siebengebirge. Vielfach besprochen ist die eigentümlich rund porose Struktur dieses Gesteins. In den frischesten Handstücken fehlt sie und muß daher durch Auswitterung von Gemengteilen des Gesteins herrühren. H. VOGELSANG (Philosophie der Geologie, S. 186) dachte an Magnetit oder amorphe Substanzen, ZIRKEL (Mikrosk. Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine, S. 383) an stark porose kleine Feldspate. In den frischeren Handstücken findet man den Raum der leeren Poren von einer z. T. anscheinend isotropen, z. T. kryptokristallinen bräunlichgelben Substanz erfüllt, welche gelegentlich auch in radialstrahligen Sphärolithen von optisch positivem Charakter ausgebildet erscheint und zwar oft so, daß ein einziger Sphärolith den Raum ausfüllt. Die Sphärolithe bestehen aus einer Glimmersubstanz, das ursprüngliche Mineral war Sodalith. Das hat unabhängig von mir auch W. BRUHNS erkannt und chemisch bewiesen. — Dieselbe Porosität zeigen die Trachyte vom Ölberg im Siebengebirge, vom Alsberg in der Rhön, von Brokasch in Böhmen u. a. Die Ursache ist allenthalben dieselbe. — Von böhmischen Trachyten gehören dem Typus des Ägirintrachyts ein kleiner Stock bei dem Dörfchen Wittal und ein Gang am Wege von Warta nach Presei auf Blatt Großpriesen nach J. E. HIBSCH an.

Zu den Ägirintrachyten stelle ich auch die gangförmigen Phonolithe (sie enthalten keinen Nephelin), welche BOULE von Pielgier, le Pertuis und Chaudegroles im Velay angibt.

Die weite Verbreitung der Ägirintrachyte tritt immer mehr hervor. So beschreibt ihn G. BERG von der Insel São Thomé an der Küste von Guinea in Gesellschaft von Phonolith und trachyandesitischen Gesteinen, G. T. PRIOR neben andern phonolithoiden Trachyten vom Lake Baringo und andern Punkten in Britisch Ostafrika, in Gesellschaft von Phonolithen aus dem Zentralmassiv von Madagaskar, von dem Massiv des Bezavona auf der Halbinsel Ambaratoby derselben Insel und in Gesellschaft von Kenyit aus den Sammlungen des »Southern Cross« aus den antarktischen Gebieten, wahrscheinlich vom Kap Adare. A. LACROIX untersuchte gangförmige Alkalitrachyte von z. T. vitrophyrischer, z. T. höchst mikrokristalliner Struktur aus den Sedimenten im nördlichen und nordöstlichen Ankaramy, Madagaskar. Nach den kurzen Diagnosen von M. WEBER scheinen fast alle trachytischen Gesteine der von O. NEUMANN und von ERLANGER in Ostafrika und Abessynien gemachten Aufsammlungen zu den Alkalitrachyten zu gehören, da

nie ein Kalknatronfeldspat als Gemengteil angegeben wird. Ägirin und Riebeckit werden angegeben aus den Trachyten von Gelo, von Kore am Hauasch und von Doko. Die Beschreibung eines Trachyts von an die Lamprophyre anklingendem Charakter vom Westabhang des Sekuale erinnert sehr an das Gestein von Monte Catini und solche aus der Gegend von Piatigorsk (S. 911). In einem grün- und rotgefleckten glasreichen Trachyt aus den Godabergen bei Abera werden bis zu 5 mm lange Skapolithkristalle angegeben.

Die von H. Arsandaux Mikrosyenite genannten trachytischen Gesteine von Arto und Kassa im Afar-Lande, von Kosseir u. a. O. enthalten in einer mikrogranitischen oder granophyrischen Quarzfeldspatgrundmasse mit Ägirin und Ägirinaugit, der oft mit Riebeckit poikilitisch verwachsen ist, Einsprenglinge von kurzen Alkalifeldspattafeln. Andere, quarzärmere Vorkommnisse enthalten nur wenig Einsprenglinge und ganz quarzfreie Gesteinsformen mit trachytoider und nicht mit orthophyrischer Struktur werden phonolithoide Mikrosyenite genannt. Diese drei Typen gehen vielfach ineinander über, sind stets hellfarbig, bald porphyrisch, bald dicht, bald schiefrig, frei von Eisenerzen und die femischen Gemengteile bilden dunkle Flecken auf der hellen Gesteinsmasse. Arsandaux vergleicht sie mit Groruditen und Sölvsbergiten. — Mir liegen typische Ägirintrachyte von der Straße von Aruscha nach dem Meru vor mit Einsprenglingen von Anorthoklas, Titanit, Ägirinaugit und vereinzelten Biotiten mit Opacit-Mänteln in fluidal-trachytischer Grundmasse aus Sanidin und Ägirin, dessen $c : a$ nirgends über 10° hinausgeht.

Taylor und Mawson beschreiben vom Mount Jellore im Distrikt Mittagong in Neusüdwales eine Kuppe von typischem Ägirintrachyt (90% Sanidin, 10% Ägirin) mit Einsprenglingen von Sanidin und langen Nadeln von bräunlichgrünem Ägirin in einer, etwas arfvedsonithaltigen Grundmasse aus denselben Gemengteilen. Die Spitze des Mount Jellore besteht aus einem feinkörnigen, grünlichen Gestein von hypidiomorphkörniger Struktur, welches sich aus 85% unfrischem Sanidin in Körnern und wenigen kleinen Einsprenglingen, aus 10% Quarzkörnern und 5% einer Arfvedsonit genannten bläulichgrünen Hornblende aufbaut, die sich in büschelförmigen Aggregaten an die Feldspate ansetzt. — Aus dem Vulkangebiet der Distrikte East Moreton und Wide Bay in Queensland gibt H. J. Jensen trachytoide und vitrophyrische Ägirintrachyte, deren Glasbasis im durchfallenden Lichte bläulich oder »purplish« ist aus der Gegend von Laboulture von mehreren Punkten und Ägirin-Riebeckit-Trachyt vom Mount Beerburrum in den Glass House Mountains an.

Eine eigene Stellung nehmen die von L. Bucca beschriebenen hellgrauen bis graulichweißen, einsprenglinsarmen bis freien trachytischen Laven von der Roccamonfina durch ihren zwar geringen, aber recht konstanten Leucitgehalt, sowie durch gelegentliches Vorkommen eines Minerals der Sodalithfamilie ein. Diese scheinen von Bucca nicht beobachtet worden zu sein, was sich leicht aus der Dicke der Schliffe, wie sie 1886 üblich

war, erklärt. Proben von der Cava di Campozillone, Mignano, enthalten vereinzelte und kleine Einsprenglinge von Diopsid und Sanidin in einer Grundmasse aus nicht eben spärlichen Labradoritleisten mit reichlichem Sanidin, Ägirinaugit, spärlichem Leucit, Oktaedern von Magnetit und Täfelchen von Ilmenit. Ganz spärlich tritt auch Olivin auf. Die Poren des Gesteins sind mit zierlichen Blättchen eines hellblonden Glimmers, Tridymit und Feldspattafeln besetzt. In einem sonst sehr ähnlichen Vorkommen an der Straße nach Conca unter dem Monte Querceto ist der Gehalt an Labradorit beträchtlich kleiner, der an Sanidin weit größer, Olivin fehlt und Leucit wird etwas häufiger. — Ein Sodalithmineral als Einschluß in den kleinen Sanidineinsprenglingen enthielt ein sehr dichter Trachyt vom Friedhof von Garofali unter dem Monte Alano. Mit abnehmender Menge an Kalknatronfeldspat wird auch der Gehalt an Pyroxen kleiner. Biotit wurde nur ganz selten (Mühle von Casafredda) beobachtet. Die relative Menge von Diopsid und Ägirinaugit wechselt einigermaßen. Die Gesteine schwanken zwischen einem leucittrachytischen und einem trachyandesitischen Pol mit geringem Leucitgehalt.

Während die bisher beschriebenen Alkalitrachyte die Ergußformen der Nordmarkite, Pulaskite, Umptekite und Ägirinsyenite darstellen, liegt in den Rhombenporphyren des südlichen Norwegens und des Kilimandjaro in deutlichster Ausbildung die Ergußform der Laurvikite vor. Diese von Leopold v. Buch nach der spitzrhombischen Gestalt der Durchschnitte ihrer Anorthoklas-Einsprenglinge benannten Gesteine waren bis vor wenigen Jahren nur aus dem zwischen Christianafjord und Langesundfjord belegenen Gebiete mannigfachster Alkaligesteine bekannt, wo sie teils deckenförmig, teils gangförmig auftreten und sich durch das Vorkommen als Einschlüsse in den Alkalitiefengesteinen älter denn diese beweisen. Zu den deckenartigen Vorkommnissen gehören die in den Sammlungen viel verbreiteten Fundorte Skoumsaas, Strömstad, Bärum, Tönsberg, Ringeriket, Holmstrand (Kjerulf's Feldspatporphyre z. T.) und Brögger's Närsnäsporphyre von Röken; gangförmig sind die Gesteine von Tyveholmen und Lille Frogner in Christiania, Vettakoken, Kvernen am Ekeberg, Inseln des Bundefjord und von mehreren Orten in Röken und Asker. In Ostafrika gebührt ihnen der Hauptanteil am Aufbau des Kibo, der höchsten Spitze des Kilimandjaro. Im frischen Zustande haben sie allenthalben graue Farbe von wechselnder Tiefe und die großen Anorthoklas-Einsprenglinge sind perlgrau, im unfrischen Zustande werden Gesteinsmasse und Einsprenglinge violettgrau, rötlichgrau und endlich rotbraun, durch Oxydation der nicht spärlichen Eisenerze und z. T. der femischen Gemengteile. Die Übereinstimmung der paläozoischen südnorwegischen und jungen Kibo-Gesteine ist eine absolute, wenn man davon absieht, daß in Norwegen die vitrophyrischen Typen fehlen, welche am Kibo nicht eben spärlich vorkommen.

Die Anorthoklas-Einsprenglinge erreichen bis zu 4 cm größten Durchmesser und sind bei vollkommenem Idiomorphismus vorwiegend von T, l und y begrenzt oder es tritt, zumal wenn die Prismenflächen

stark vorherrschen, auch M in schmaler Entwicklung hinzu und der Habitus ist dann schlank säulenförmig. Selten wird M die herrschende Fläche der Kombination. Resorptionserscheinungen sind häufig, ebenso das Vorkommen von Bruchstücken, die wohl durch das Zerbrechen größerer Individuen während der Effusion entstanden. Schnitte nach P zeigen bald keinerlei Zwillingslamellierung, ihre Auslöschungsrichtung fällt dann anscheinend genau mit den Spaltrissen nach M zusammen oder weicht doch nur sehr wenig (1^0—2^0) davon ab; — bald sind über die ganze Fläche oder über einzelne Teile derselben sehr schmale Zwillingslamellen vorhanden und man kann dann eine sehr geringe Auslöschungsschiefe von 1^0—2^0 sicher konstatieren. Dabei liegen die polysynthetischen Teile auf der Fläche P bald zentral, wo die Einschlüsse von Eisenerz, Olivin und Augit sich häufen, bald peripherisch, wo die Kristallsubstanz sehr rein ist, bald sind polysynthetische und nicht lamellierte Felder sehr regellos verwoben; fast immer aber ist die Abgrenzung der einfachen und polysynthetischen Flächenteile gegeneinander eine sehr verwaschene. Nur wo ungestreifte Feldspatsubstanz einen gestreiften Kern umhüllt, ist die Grenze bisweilen recht deutlich. Man findet auch wohl, daß die gestreiften und ungestreiften Flächenteile sich durch verschiedenen Grad von Durchsichtigkeit unterscheiden. — Schnitte nach M haben keine Zwillingslamellen; die Auslöschungsrichtung auf denselben liegt sehr nahezu parallel der Kante P : M. Die Schiefe gegen diese Kante wurde von Liebisch im Minimum = 0^0 (Riis), im Maximum zu 1^0—2^0 (Tyveholmen), von Mügge im Minimum = 0^0, im Maximum = 3^0, von Brögger im Maximum zu $6^0\,30'$, von L. Fenckh zu 4^0—6^0 gefunden. — Schnitte senkrecht zu P und M wurden zuerst von Mügge, dann auch von Brögger studiert. Auch hier wechseln gestreifte und ungestreifte Teile ohne scharfe Grenze miteinander ab. Doch sind bei dieser Schnittlage immer Zwillingsstreifen erkennbar, auch wenn sie den Schnitten nach P fehlen. Die Streifen sind auch hier sehr schmal und erschweren dadurch die Messung der Auslöschungsschiefe gegen die Kante k : M. Diese ist oft in einem und demselben Schliffe verschieden groß. Mügge maß 5^0—18^0 und hält die am häufigsten konstatierte Schiefe von 14^0 bis $14^1/_2{}^0$ für die normale; Brögger fand sie schwankend zwischen wenigen bis zu $22^1/_2{}^0$, Fenckh gibt $A_m = 0^0$—19^0. Auch mikroklinartig-gitterförmige Streifung von äußerster Zartheit wurde von beiden Forschern übereinstimmend in solchen Schnitten konstatiert und ist in den afrikanischen Gesteinen auch auf Schnitten nach P nicht selten. Mügge leitete aus seinen Beobachtungen und chemischen Bestimmungen die Oligoklasnatur dieser Feldspate ab, Brögger bestimmte sie als Natronmikroklin. — Die chemische Zusammensetzung scheint weder in dem Verhältnis von Kali und Natron, noch in der Kalkmenge eine ganz konstante zu sein. Das ergibt sich aus dem recht wechselnden Brechungsvermögen, welches mit dem Gehalt an Anorthit steigt und selbst über das des Albits hinausgeht. F. v. Wolff (bei L. Fenckh) bestimmte durch Totalreflexion am Anorthoklas des Kibo für Na-Licht $\alpha = 1{,}524$, $\beta = 1{,}5295$,

$\gamma = 1{,}5376$. — Eine mantelförmige Umhüllung der Anorthoklas-Einsprenglinge durch einen ungestreiften Alkalifeldspat ist sehr verbreitet. Fincкh fand, daß derselbe bei den Kibo-Gesteinen z. T. Kalifeldspat sei, z. T. aber auch durch Brechungsvermögen und Zwillingsstreifung als Albit bestimmt werden konnte. — Einschlüsse von Apatit, Titaneisen, Olivin und Diopsid sind sehr verbreitet, ebenso peripherisch gehäufte, selten zentral gehäufte Interposition von Glas, z. T. entglast, und von Gasen.

Von weiteren salischen Einsprenglingen gibt Fincкh in seiner eingehenden Untersuchung der Kibo-Gesteine den Nephelin in kurzen Säulen von bisweilen über 1 cm Länge als vereinzelt und nur in manchen Handstücken vorkommend, als noch seltener ein farbloses, nach (110) spaltendes Glied der Sodalithfamilie an, das er auf Grund des durch die Gesteinsanalyse nachgewiesenen Gehalts von Schwefelsäure für Hauyn halten möchte.

Als konstanter, wenn auch stets spärlicher femischer Einsprengling kommt Olivin in kleinen idiomorphen Individuen oder in rundlichen Körnern, bezw. die Pseudomorphose von Serpentin nach Olivin vor. In den norwegischen Gesteinen ist er mit hellgrüner Farbe, in denen vom Kibo farblos durchsichtig und wurde von Fincкh nach seinem optischen Verhalten als eisenarm bestimmt. Doch dürfte das Verhältnis von Mg und Fe stark wechseln, denn in einem Rhombenporphyr von dem Ostabhang des Kibo unterhalb der Johannes-Scharte zeigte mir der Olivin optisch negativen Charakter mit $2V = 54^0$ etwa. Übrigens beobachtete auch Fincкh bereits eine Zunahme des Eisengehalts in den äußeren Teilen der Olivine.

Einsprenglinge von Amphibol oder Biotit wurden nie, solche von Diopsid nur äußerst spärlich und von geringen Dimensionen beobachtet. Sie fehlen überraschenderweise meistens ganz. — Apatit ist ein nicht eben spärlicher Gemengteil. Magnetit in zwei Generationen oft recht reichlich, Zirkon und Ilmenitglimmer spärlich.

Die Grundmasse der norwegischen Rhombenporphyre ist holokristallin mit einer nach den Grenzflächen der Gesteine hin oft stark abnehmenden Korngröße. Dieselbe besteht zum weitaus größten Teile aus kurzen und breiten Feldspatleisten, etwa doppelt, selten dreimal so lang als breit. Mit abnehmender Korngröße der Grundmasse werden die Feldspatleisten oft schmäler und länger. Die Grundmasse-Feldspate sind mehr oder weniger vollkommen idiomorph, aber ihre Umrisse lassen eine Begrenzung analog derjenigen der Einsprenglinge nicht annehmen; sie müssen vielmehr P und M als herrschende Begrenzungselemente besitzen. Die weitaus meisten derselben zeigen keine Zwillingslamellierung; wo diese vorhanden ist, sind die Lamellen schmal, die Auslöschungsschiefen gering. Das letztere gilt auch für die ungestreiften Durchschnitte, die entweder genau parallel ihrer Längsrichtung oder nur wenig schief gegen diese zwischen gekreuzten Nicols dunkel werden. Mikroklinartige Gitterstreifung ist recht selten. Eine auf mikroperthi-

tische Verwachsung deutende Querstreifung, senkrecht zur Kante P:M wurde mehrfach wahrgenommen, besonders in dem Gestein von Riis. Der Hauptmasse nach sind auch die Grundmasse-Feldspate Anorthoklas; jedenfalls konnte kein Kalknatronfeldspat nachgewiesen werden. Zu demselben Resultat kommt Finckh auch für die Kibo-Gesteine, deren Grundmasse viel feineres Korn besitzt, als die der norwegischen. — Regelloser Wechsel gestreifter und ungestreifter Partien in demselben Individuum wurde oft beobachtet. Sehr oft begegnet man undulöser oder in wenig scharf abgegrenzten Flecken verschiedener Auslöschung (Hof Riis und Lille Frogner), welche bis zu deutlichen Phänomenen mechanischer Kataklase sich steigern kann. Die Grundmasse-Feldspate besitzen nicht die Interpositionen von Augit, Olivin, Apatit und Eisenerz, welche die Einsprenglinge erfüllen. Sie sind oft frischer als jene; beide liefern blättrige, farblose oder hellgrünliche Zersetzungsprodukte, die sich als Muscovit erweisen.

In den Kibogesteinen fehlt der Grundmasse wohl nie ganz ein kleiner Gehalt an Nephelin oder an Leucit, so daß man sie geradezu als nephelinführende und leucitführende Rhombenporphyre unterscheiden kann. Der Nephelin ist teils idiomorph, teils in unregelmäßig begrenzten Individuen zwischen die Feldspatleistchen der Grundmasse eingeklemmt, der Leucit erscheint in Ikositetraëdern oder rundlichen Körnern. Finckh gibt auch ein Sodalithmineral und Andesin als spärlich oder wahrscheinlich vorhanden an. In den norwegischen Rhombenporphyren ist es bisher nicht gelungen, den Nephelin oder Leucit nachzuweisen, von dem gangförmigen Nephelinrhombenporphyr von Vasvik und dem dichten Salband des Ganges von Lille Frogner abgesehen. Es liegt das z. T. wohl an dem weniger frischen Erhaltungszustande.

Der herrschende farbige Gemengteil in der Grundmasse ist in Norwegen, wie am Kibo ein Pyroxen in kurzen, wenig scharf idiomorphen Säulchen und in eckigen Körnchen. Die Farbe wechselt zwischen weißlichgrün, gelblichgrün, bläulichgrün und rosarot bis bräunlich und eine genauere Untersuchung läßt darin als herrschend Diopsid, als spärlicher Ägirinaugit erkennen, der oft auch den Diopsid umwächst. Die Pyroxene verwittern leicht in Gemenge von Chlorit oder Serpentin mit Karbonaten oder in solche von Eisenerzen und Quarz. Die Karbonate durchdringen von hier aus in Häutchen und Körnchen das ganze Gestein. — Nächst dem Pyroxen und oft in Verwachsung mit ihm erscheint am häufigsten ein brauner Biotit in idiomorphen Tafeln oder in Blättchen, der nach Bestimmung von Finckh zum Anomit gehört. — Der sonst in Alkalitrachyten so häufige Cossyrit wurde nur sehr selten in den Kibo- und nirgends in den norwegischen Gesteinen beobachtet. — Eine katophoritische Hornblende tritt hie und da an die Stelle des Biotits oder begleitet denselben und ist auch mehrfach mit den Pyroxen parallel verwachsen. Finckh beobachtete in den braunen Kibogesteinen spärlich auch Pseudobrookit und mehrfach Olivin in zweiter Generation.

Die Struktur der Grundmasse wechselt etwas mit der Korngröße

und hat bei den norwegischen Gesteinen mit ihren kurz rektangulären Feldspaten einen orthophyrischen Charakter. In den dichten Salbändern werden die Feldspate mehr und mehr leistenförmig und die Struktur damit immer deutlicher trachytisch. Sehr schön zeigt diesen Übergang der Rhombenporphyr von Lille Frogner, in dem auch mit der Annäherung an das Salband der Pyroxen hinter den Biotit auffällig zurücktritt. In den Kibo-Gesteinen wurde orthophyrisches Gefüge nirgends beobachtet. Die Grundmassen sind teils holokristallin und trachytisch, teils hypokristallin und dann wegen des höheren Gehaltes an femischen Gemengteilen und besonders an Eisenerzen, deren Dimensionen bis zum feinsten Staube herabsinken, hyalopilitisch. Durch Zunahme der, wo sie nur in feinster Verteilung zwischen den mikrolithischen Ausscheidungen vorhanden ist, farblos durchsichtigen Basis, entwickeln sich vitrophyrische Typen mit bald gelber, bald brauner, auch striemenartig verschieden gefärbter Basis, in der die mikrolithischen Ausscheidungen mehr und mehr spärlich werden, ja ganz verschwinden. In solchen Ausbildungsformen überrascht es doppelt, neben den großen Anorthoklasen nur Olivin als Einsprenglinge und Feldspatleistchen, die bis zu trichitischen Gestalten herabsinken, als kristalline Ausscheidungen der Effusionsperiode zu sehen, während Pyroxene ganz fehlen können. — Fluidale Strukturen sind sehr verbreitet, sphärische bisher nicht beobachtet.

Durch den Mangel des Olivins unterscheidet sich der von Brögger dem Rhombenporphyr zugerechnete Närsnäsporphyr, welcher an einer Stelle bei Närsnäs Mandelsteinstruktur annimmt. Die bis zu 10 cm großen flachen Mandelräume sind mit Calcit, Fluorit und Pyrit erfüllt. An den Grenzflächen im Liegenden fehlen die Einsprenglinge und ein solches dichtes Gestein hat die Mandelsteinstruktur. Auch sind diese randlichen Verdichtungsfacies nicht panidiomorph, sondern allotriomorphkörnig ausgebildet, oder aber der Feldspat aggregiert sich in charakteristischer Weise zu divergierenden Bündeln. — Durch diese allotriomorphkörnige Grundmasse ist auch ein Rhombenporphyr ausgezeichnet, der am Tonsenaas bei Christiania im Amphibolgranitit als Einschluß vorkommt, sowie ein rhombenporphyrisches Ganggestein im Granitit an dem Heivand am Wege von Skien nach Slemdal. Im erstgenannten Vorkommen ist der Biotit durchaus idiomorph, der Augit dagegen allotriomorph, Olivin fehlt. Am zweitgenannten Fundort fehlt dem Gestein der Olivin und Augit; die Grundmasse-Feldspate umschließen Magnetit und Glimmerschuppen und zeigen keine Spur von Zwillingsstreifung, — Hornblende wurde nur spärlich in einem deckenförmigen Rhombenporphyr von Bärum bei Christiania und von Liebisch in einem Rhombenporphyrgang von Sundvolden in Ringeriget am Stemfjord beobachtet.

Daß in den Rhombenporphyren die Ergußform der laurvikitischen Syenite vorliegt, ist ganz zweifellos und wird durch das Auftreten dieses Gesteins als randliche Facies der Alkalisyenite in Südnorwegen bei Tönsberg und in Texas auch geologisch erhärtet (S. 163).

Dem chemischen und dem Mineralbestande nach sind den Rhombenporphyren die von J. W. Gregory Kenyit (Kenyte) genannten Laven des Kenya in Ostafrika nahe verwandt. Einsprenglinge von Anorthoklas, der aber nicht die Rhombenform hat, von oft stark korrodiertem Olivin und Diopsid, auch Körnerhaufen von Ägirin liegen in einer Grundmasse von sehr wechselnder Beschaffenheit. Sie ist bald glasig mit mehr oder weniger Feldspatleisten, bald ein mehr allotriomorph-körniges, als mikrolithisches, unentwirrbares Gemenge von Feldspat, Pyroxenkörnchen und zahllosen schwarzen Körperchen, die vielleicht veränderter Ägirin wären. Die Glasbasis ist bald braun bald hell- bis dunkelgrün und gelatiniert mit HCl unter Ausscheidung von Kochsalzwürfelchen beim Eintrocknen. Das spezifische Gewicht liegt zwischen 2.5—2.65. Gregory definiert die Kenyite als Ergußformen eines olivinführenden Foyaits, die aus Einsprenglingen von Anorthoklas mit oder ohne solche von Pyroxen und Olivin in einer glasigen oder hyalopilitischen Grundmasse, deren Farbe von graugrün bis zu tiefem Sepiabraun wechselt, bestehen. Ägirin, wenn vorhanden, kommt nur in Körnern vor; Ainigmatit und Quarz fehlen. Die Kenyite treten im Kern des Kenya und als Lavaströme desselben auf.

Während die bisher besprochenen Alkalitrachyttypen mit denselben Modifikationen, wie sie in allen Magmentypen mit Ausnahme der gabbroiden zwischen den abyssischen und effusiven Ausbildungsformen herrschen, den verschiedenen Alkalisyeniten entsprechen, gilt das nicht für die noch anzuführenden Abarten der Arsotrachyte und Vulsinite. Die Arsotrachyte würde man eher in Parallele zu den Monzoniten stellen können, wenn man nicht Bedenken trägt, die allgemeinen stofflich unterscheidenden Charaktere der Effusivgesteine (höheren Gehalt an SiO_2 und Alkalien, geringeren an den Oxyden der bivalenten Metalle Mg, Fe, Ca) hier etwas weitergehend, als sonst der Fall zu sein pflegt, wiederzufinden und sich nicht an der starken Vorherrschaft des Kalis über das Natron stößt, welche für so viele Ergußgesteine des mittleren Italiens charakteristisch ist.

Als Repräsentanten des **Arso-Typus** betrachte ich den bekannten Flankenstrom des Epomeo auf Ischia vom Jahre 1302. Die Farbe der Gesteine ist ein nicht eben helles Grau und die unterscheidenden Charaktere gegenüber den andern Trachyttypen liegen in dem starken Hervortreten eines der Diopsid-Reihe angehörigen Pyroxens unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse, sowie in der nicht unbeträchtlichen Beteiligung eines Kalknatronfeldspats an dem Aufbau des Gesteins als Einsprengling und Grundmassegemengteil. Im Arsostrom selbst sind die Einsprenglinge Sanidin und ein basischer Andesin in selten streng idiomorphen Individuen, dann ein kurz prismatischer Diopsid mit $c:c = 43^0$ und spärliche Olivine und opacitisch umrandete Biotite. Es fällt auf, daß jedes der beiden letztgenannten Mineralien das andere auszuschließen scheint. Die Grundmasse ist vorwiegend holokristallin und besteht aus schmalen Leisten von herrschendem Sanidin

nebst untergeordnetem Oligoklas mit viel hellgrünen bis fast farblosen Körnchen und kurzen Blättchen von Diopsid und reichlichem Magnetitoktaederchen, denen sich in jedem Schliff in kleiner Anzahl Rhombendodekaeder eines farblosen Sodalithminerals und nicht in allen Präparaten spärliche Leucite zugesellen. Die Struktur würde man kurz als trachytisch bezeichnen können, wenn nicht der gegenüber dem Ponzatypus und selbst gegenüber den Rhombenporphyren beträchtlich höhere Gehalt an Pyroxen und Erzen dem ein Hindernis böte. Wo eine Glasbasis zu erkennen war, durchzog sie wie ein feiner Schleier das Gewebe der Grundmassegemengteile.

Trachyte des Arso-Typus finden sich auch in der Gegend von Murat und im Mont Dore, also in Gesellschaft von Trachyten des Drachenfelstypus, auf S. Miguel (Sete Cidades, Lagoa do Fogo, Povoaçaõ, Salto da Ribeirinha) in Gesellschaft phonolithoider und pantelleritischer Trachyte, wie auf Ischia, am Kibo zusammen mit den Rhombenporphyren. Ebenso stehen dem Arso-Typus wohl nahe die von Verri und C. Klein geologisch und petrographisch untersuchten Trachyte der Gegend von Viterbo, zumal die mit nicht unbeträchtlichem Gehalt an Olivin.

Vielleicht gehört auch zum Arso-Typus ein den Trachydoleriten sich nähernder Trachytlakkolith zwischen Welhotta und Sulloditz auf Blatt Großpriesen der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges, dessen Labradorit-Einsprenglinge nach J. E. Hibsch von Analzimadern durchzogen werden und der neben Einschlüssen von Amphibolschiefern auch authigene basische Ausscheidungen von brauner Hornblende, grünem Pyroxen, saurem Kalknatronfeldspat mit Titanit und Apatit in grobkörnigem Gemenge führt. Seinem Vorkommen nach wird ihm aber jedenfalls die Vorherrschaft des Kalis über Natron nicht eignen.

Von den durch H. S. Washington aufgestellten italienischen Trachyttypen Ciminit und Vulsinit kann ich den Ciminittypus nicht zu den Trachyten stellen. Er gehört zu einer Abteilung der Trachyandesite, in denen die Effusivform eines noch nicht aufgefundenen Tiefengesteins vorliegt. Von den Vulsiniten würde jedoch nach seiner Beschreibung ein Vorkommen von Poggio Cavaliere am Lago di Vico in den Ciminischen Bergen recht genau dem Arso-Typus entsprechen, während eine Probe des Vorkommens von Bolseno, das ich Herrn Washington's Freundlichkeit verdanke, etwa in der Mitte zwischen dem Ponza-Typus und dem Arso-Typus steht. Die Einsprenglinge dieses Gesteins sind basischer Andesin mit prachtvollen breiten Mänteln von Sanidin, vereinzelte Biotite mit Opaciträndern und sehr selten auch Olivin, Ägirinaugit und wenig Magnetit; die Grundmasse besteht ganz überwiegend aus Sanidinleistchen mit nicht gerade reichlichen Kriställchen und Körnern von Ägirinaugit und Magnetit nebst gelegentlichem Lävenit und anderen seltenen Mineralien der foyaitischen Magmen. — Eine Probe der Biotit-Vulsinit genannten Abart von dem Monte Santa Croce in der Rocca Monfina enthält Einsprenglinge von basischem Bytownit, reichlichem Anomit in Zwillingen nach dem

Tschermak'schen Gesetz und einem an der Grenze von Diopsid und Ägirinaugit stehendem Pyroxen in einer Grundmasse aus Sanidin- und Andesinleistchen nebst Diopsidkörnern und gehört zu den Trachytandesiten. WASHINGTON nennt dieses Gestein neuerdings einen Biotit-Latit.

Von den Columbrete-Inseln zwischen der spanischen Ostküste und den Balearen beschrieb F. BECKE unter dem Namen tephritische Trachyte einen dem Arso-Gestein nahestehenden Typus von aschgrauer Farbe, fast holokristallin von den Inseln Ferrera und Bauzá, vitrophyrisch von Forodada. Auf der letztgenannten Insel werden sie von sehr lichten, kompakten, an Sanidin-Einsprenglingen reichen trachytoiden Phonolithen begleitet. In den tephritischen Trachyten erscheinen neben dem Sanidin in zahlreichen Einsprenglingen auch Andesin, ein blaßgrüner Pyroxen ohne merkliche Dispersion der Bissectricen und Hornblende mit opacitischer Umrandung. Die Grundmasse besteht aus Oligoklas, fast farblosen Pyroxenmikrolithen, Magnetit und etwas isotroper Substanz, die vielleicht Analzim ist. Der Oligoklas der Grundmasse ist mit den Andesineinsprenglingen durch Größen-Übergänge verbunden. Außerdem enthält die Grundmasse ein förmliches Netzwerk von Sanidinleistchen, zwischen denen kleine rundliche oder auch wohl idiomorphe Leucite eingeklemmt sind. Das ist also derselbe Übergang in die Banakit-Shoshonitgruppe der Trachydolerite, wie ihn der Arso-Typus darstellt. Diese Gesteine umschließen bohnen- bis faustgroße ältere Ausscheidungen, die aus denselben Gemengteilen, ausgenommen Leucit, aber in anderen Mengenverhältnissen bestehen. Sanidin ist spärlich, schlanke, randlich stark korrodierte Hornblendeprismen mit a orangehell, b dunkelbraunrot, c dunkelrotbraun, $\gamma - \alpha = 0.046$ reichlich; daneben kurzprismatischer Pyroxen von lichtgrüner oder gelblicher, im Kern dunklerer Farbe, als an den Rändern, mit großen c:c, starker Dispersion $c:c_\varrho < c:c_v$ und schwacher Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.018$ für die helleren, 0.027 für die dunkleren Teile, viel Andesin, der bis zum Labradorit herabsinkt und unregelmäßig begrenzte Felder von Sanidin enthält. In diesem Gemenge ist Sanidin der Erstling der Ausscheidung und liegt einsprenglingsartig in einer von den andern Gemengteilen gebildeten Grundmasse.

Alle Trachytgesteine sind einer mehr oder weniger vollständig glasigen Ausbildung fähig, in der wir sie Hyalotrachyte nennen wollen und in der die Zuweisung zu einem bestimmten Trachyttypus ohne eine quantitative Analyse nicht immer möglich ist. MÜGGE beschreibt zwei Gruppen von Hyalotrachyten der Insel S. Miguel; die eine durch hellgelbes bis dunkelbraunes Obsidianglas ausgezeichnet, tritt an der Westseite der Insel in der Nähe der Caldeira das Sete Cidades auf und bildet wesentlich den oberen Kraterrand, die andere durch reichliche sphärolithische, z. T. auch mikrofelsitische Entwicklung der Grundmasse charakterisierte Gruppe findet sich in Stromform und als Auswürflinge im Tal von Povoaçaõ, im Val de Furnas und in

der Lagoa do Fogo. Ein schlierenförmiger Wechsel von verschiedenfarbigem Gesteinsglase oder von kompakten und bimssteinartig porosen, auch wohl von glasigen und mikrofelsitischen Strähnen erzeugt eine Art eutaxitischer Struktur, welche äußerlich an die flammige Zeichnung des Piperno erinnert. Die spärlichen Einsprenglinge sind Sanidin, Biotit und Augit. Hervorgehoben zu werden verdient der Umstand, daß in den Trachytgläsern dem Biotit die Resorptionshöfe von Augit und Magnetit fehlen; die Erstarrung vollzog sich zu rasch. Es geht hieraus deutlich hervor, daß die Resorption des Biotits erst in der Effusionsperiode des Gesteins stattfand. Die Glasbasis ist meistens sehr reich an Feldspatmikrolithen, die sich oft trichitisch gabeln und ausfransen und zu Büscheln und echten Sphärolithen mit optisch negativem Charakter der Fasern gruppieren. Diese Büschel und Sphärolithe heften sich besonders da, wo sie spärlich sind, gern an die Feldspatkristalle. Zwischen die Strahlen der Büschel ist dunkles Glas, oft mit trichitischen und kristallitischen Ausscheidungen, oft auch ohne diese eingeklemmt. Daß das Glas in den Sphärolithen dunkler erscheint, als in der sphärolithfreien Gesteinsmasse, hat wohl wesentlich seinen Grund in der hier durch die Feldspatbildung bedingten Anreicherung des Pigments in dem rückständigen Glase. — Wenn das ganze Gestein sphärolithisch entwickelt ist, glaubt man, wie bei manchen Lipariten bei schwacher Vergrößerung ein allotriomorph-körniges Aggregat zu sehen. Wo nur spärliche Feldspatmikrolithenbildung statthatte, begegnet man öfter der Tafelform nach M bei denselben, und der Übereinanderlagerung solcher Täfelchen nach dem Karlsbader Gesetz. — Sobald die Glasbasis einen mikrofelsitischen, schuppig-fasrigen Habitus annimmt, stellen sich neben den negativen Feldspatsphärolithen auch die positiven Mikrofelsitsphärokristalle ein (oft mit hellgelbem Glassaum), die, abgesehen von der tieferen Farbe, sehr denen der liparischen Obsidiane ähneln. — Die geologisch mit diesen Trachytobsidianen zusammengehörigen Bimssteine haben auffallenderweise wasserhell durchsichtiges Glas im Gegensatz zu dem gelben bis braunen der Obsidiane. — Einen Trachytpechstein mit dunkelbraunem Glase beschreibt Bucca vom Monte Cerchiara im Gebiet von Bracciano. Derselbe zeigt nach der Beschreibung große Verwandtschaft mit den Trachytobsidianen von S. Miguel. — Der sogenannte Obsidian vom Monte Rotaro auf Ischia gehört zum Ponza-Trachyt.

G. H. Williams beschreibt einen Hyalotrachyt von der Insel Fernando de Noronha und Bergeat Trachytpechsteine von Uspantan und Chixoy in der Sierra Madre von Guatemala.

Mit welchem Rechte die allenthalben nur als lose Auswurfsmassen oder als Einschlüsse in Laven, und zwar auffallenderweise gern in basischeren, wenn auch stets trachytischen Laven auftretenden, durch ihre miarolitisch-körnige Struktur und ihren Reichtum an mannigfachen Drusenmineralien ausgezeichneten **Sanidinite** zu den Trachyten gestellt

werden, ist schwer zu sagen. Dieselben besitzen, soweit ich sie kennen lernte, nirgends die Struktur des effusiven, sondern ganz entschieden das normale, durch dynamische Vorgänge nicht veränderte, Gefüge von Tiefengesteinen. Danach kann man sie entweder für fremde, aus der Tiefe mit emporgerissene Fragmente von Tiefengesteinen, oder für alte intratellurische Bildungen effusiver Magmen ansehen. Beide Annahmen sind nicht auf einfache Weise mit dem Mineralbestande derselben, der einerseits ein sehr schwankender, andererseits wegen des fast allenthalben nachgewiesenen Gehalts an einem Skapolithmineral (das erinnert an die Elaeolithsyenite von Ontario) ein ungewöhnlicher ist, in Einklang zu bringen. Wenn sie alte Ausscheidungen aus dem Eruptivmagma wären, sollten sie basischer sein als dieses. Das Umgekehrte ist der Fall. Der häufige Gehalt an Sodalith oder Nosean weist mehr auf phonolithische, als trachytische Magmen hin. — Der Reichtum an Drusenmineralien seltener Art deutet auf gewaltige Einwirkungen von agents minéralisateurs. Ich möchte noch hervorheben, daß die Sanidinite des Laacher Sees mit dem Laacher See-Trachyt nahe verbunden sind,* von diesem oft eingehüllt werden, daß ich vom Arso-Strom Stücke abschlug, welche Sanidinit ähnlich dem des Laacher Sees einhüllten. Die chemische Zusammensetzung des Laacher See-Trachyts ist ziemlich verwandt derjenigen des Arso-Stromes. Auf S. Miguel treten die den Laacher Sanidiniten überaus ähnlichen Sanidinite als lose Auswürflinge des Ausbruchs vom Jahre 1563 in der Lagoa do Fogo ebenfalls mit Trachyten vom Arsotypus zusammen auf.

Quarzführende Sanidinite mit Katophorit beschrieben DE LORENZO und RIVA aus den Breccien der Insel Vivara. — C. v. JOHN untersuchte einen Sanidinit von Holbak in Siebenbürgen, der Ägirin führt, von sehr beschränktem und seiner geologischen Stellung nach nicht sicher deutbarem Vorkommen. Die Beschreibung deutet eher auf Trachyt, als auf Sanidinit.

Ebenso wie sich die quarzfreien Porphyre zum Quarzporphyr verhalten, stellen sich auch die **Keratophyre** zum Quarzkeratophyr, doch ist der Unterschied im Aussehen dadurch ein größerer, daß die Menge der dunklen Gemengteile in den Keratophyren beträchtlicher ist und ihre Farbe daher bei der herrschenden Chloritisierung dieser grün wird, so daß die Gesteine diabasähnlich aussehen. — Ihr Erhaltungszustand ist fast allerorts ein sehr mangelhafter und daher die Bestimmung des Mineralbestandes äußerst erschwert und z. T. unsicher.

* Auch BRUHNS erklärte die Sanidinite des Laacher Sees und die sog. Laacher See-Trachyte als Glieder einer Reihe, die zumal durch gleichen Mineralgehalt bei allem Wechsel in den relativen Mengen und durch den oft nicht unbeträchtlichen Eintritt von Glasbasis in die Sanidinite verbunden sind. — Man könnte auf die Vermutung kommen, daß die Sanidinite die obere Kruste von Lavamassen waren, die während der Pausen der vulkanischen Tätigkeit in der Tiefe kristallisierten, während aus der Tiefe die Vulkangase sie durchzogen. Das würde manches, aber allerdings auch nicht alles erklären.

Alle Vorkommnisse haben gemeinsam das starke Vorherrschen des Feldspats in Grundmasse und Einsprenglingen. Unter den farbigen Gemengteilen ist ein hellgrünlicher bis fast farbloser Pyroxen in mikroskopischen Kristallen der Diopsidform als älterer Gemengteil am häufigsten, brauner Glimmer seltener, eine eigentümliche alkalireiche Hornblende anscheinend nur lokal vorhanden. Die Bisilikate und die Glimmer werden überaus leicht in Schuppen und Sphärokristalle von Chlorit (die Sphärokristalle sind optisch positiv) oder wohl auch von Serpentin umgewandelt unter gleichzeitiger Ausscheidung von Quarz, Calcit und Eisenerzen. Diese Umwandlung bedingt die so oft grüne Farbe der Gesteine. Wo der Chlorit in üblicher Weise zersetzt wird und an seiner Stelle Limonit zurückbleibt, werden die Gesteine braun. — Quarz ist nur in der Grundmasse und auch hier nur selten vorhanden. Das Eisenerz, dessen Menge nie eine große ist, scheint nach der häufig zu beobachtenden Leukoxen-Pseudomorphose titanhaltig zu sein. Zirkon, der in den Quarzkeratophyren stets vorhanden und nicht spärlich ist, findet sich in den quarzfreien wohl auch allgemein, aber nur spärlich. — Der Apatit-Gehalt ist nirgends groß.

Die niemals großen Feldspateinsprenglinge müssen nach den entweder quadratischen oder kurz-rektangulären Durchschnitten vorwiegend durch die Flächen P, M und y begrenzt sein. Sie zeigen sehr selten unzweideutige chemische (Bielstein bei Blankenburg), öfter dagegen mechanische Deformationen, die sich von undulöser Auslöschung bis zu vollständiger Zertrümmerung in zahlreiche Fragmente steigern können, in deren jedem eine andere optische Orientierung herrscht, die aber fest verbunden und anscheinend durch Feldspatsubstanz verkittet sind. Randliche Kataklase, wie sie in den hypidiomorphen Tiefengesteinen so verbreitet ist, fehlt hier, wie allgemein in den porphyrischen Formen. In hohem Grade ist die von Lossen hervorgehobene, anscheinend mikroperthitische Durchwachsung mehrerer Feldspatarten in einem und demselben Individuum charakteristisch; es wechseln in unregelmäßig eckigen, wohl auch rundlichen Feldern zwillingsgestreifte und einheitliche Teile. Es ist möglich, aber bisher nicht erwiesen, daß mit dieser mikroperthitischen Durchwachsung identisch ist der regellose Wechsel von helleren und trüben Stellen im Feldspat (Mügge's scheckige Feldspate S. 756), die dann zwischen gekreuzten Nicols nicht nur verschiedene Lage der Auslöschungsrichtungen, sondern auch verschieden hohe Doppelbrechung, aber keine Zwillingsstruktnr wahrnehmen lassen. Da bisher orientierte Schnitte aus solchen Feldspaten nicht untersucht worden sind, so gründet sich die Deutung derselben auf ein Orthoklas-Albit-Gemenge wesentlich auf die chemische Analyse der Gesteine.* Trotz des niedrigen Kalkgehaltes dieser ist die Möglichkeit, daß an-

* Bei dem unfrischen Zustande der Gesteine ist selbst die obige Angabe über die Differenz im Brechungsexponenten der mikroperthitisch verwachsenen Teile nicht unbedingt zuverlässig. Die unregelmäßige Ausbildung der Zwillingslamellen und ihre äußerste Feinheit läßt mehr an Anorthoklas, als an Albit denken.

orthoklastische Feldspate vorhanden seien, nicht ausgeschlossen. In manchen Vorkommnissen treten diese mikroperthitischen Feldspate sehr zurück oder fehlen ganz. Ob dann der Feldspat ein anderer sei, bleibt noch zweifelhaft; es gibt Keratophyre mit vorherrschendem Kaligehalt, die Kalikeratophyre Lossen's, deren Feldspate trotzdem ganz vorherrschend fein zwillingsgestreift und wohl Anorthoklase sind (Bielstein bei Blankenburg, Hamburger Dichtung). — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist häufig, solche nach dem Bavenoer Gesetz selten (Rosenbühl bei Hof). In allen Einsprenglingen sind die Auslöschungsschiefen gering und schließen ein reichliches Vorhandensein basischer Mischungen entschieden aus. Die Feldspate verwittern zu sehr feinblättrigen Aggregaten, die sich nicht mit einiger Sicherheit als Kaolin oder Muskovit unterscheiden lassen.

Die Annahme, daß die unter den Einsprenglingen in wechselnder Menge auftretenden lamellenfreien Feldspate Orthoklas, die durchweg verzwillingten Albit seien, bedarf noch des Nachweises, der vielleicht durch mechanische Trennung zu liefern wäre.

Die Altersbeziehungen der Feldspateinsprenglinge zu den diopisidischen Pyroxen-Einsprenglingen sind nicht sicher zu erkennen: in vielen Gesteinen sind alle Bisilikate chloritisiert und der Nachweis, welches vorhanden war, nur selten aus der Umgrenzung zu liefern. — Der Biotit kommt gelegentlich im Chlorit unter Verhältnissen vor, welche die Abstammung des letzteren aus Augit und die sekundäre Entstehung des Biotits wahrscheinlich machen (Elsner's Bruch bei Blankenburg). — In einem körnigen Keratophyr vom Bärenrücken bei Blankenburg fehlt der Pyroxen; er wird durch eine blaue arfvedsonitische Hornblende in lappigen Individuen ersetzt, die größtenteils zu Limonit verwittert ist.

Die normalen Keratophyre sind deutlich porphyrische Gesteine. Ihre Grundmasse ist substanziell vorwiegend eine feldspatige, und sehr oft gesellt sich zu den kristallinen Gemengteilen derselben ein wechselnder, niemals in großer Menge eine Basis, zumal bei mandelsteinartiger Ausbildung. In feiner Verteilung dürften alle Grundmassen ursprünglich kleine Mengen von Bisilikaten enthalten haben, weil die Basis, wo sie noch frisch und unverändert ist, mehr oder weniger gefärbt erscheint oder reich an mikrolithischen Eisenerzen (Skelette von Magnetit oder Ilmenit) ist, die den holokristallinen Grundmassen fehlen und endlich, weil bei der Verwitterung der Basis Chlorit entsteht. Der Bisilikatgehalt der Grundmasse ist durchweg zersetzt und hat Chlorit und Karbonspäte geliefert, die recht gleichmäßig verbreitet sind.

Die holokristallinen Grundmassen bestehen bald aus kurz und breit leistenförmigen Feldspatmikrolithen (Ortsberg bei Elbingerode), bald sind diese recht lang und schmal (Ziegenkopf, Bielstein bei Blankenburg). Im allgemeinen ist die Streifung nach dem Albitgesetz bei den ersteren selten, bei den zweiten häufig. In letzterem Falle begegnet man oft einer sphärolithischen Anordnung der Feldspatleisten. In beiden Fällen

ist die Struktur der Grundmasse eine panidiomorph-körnige und verliert diesen Charakter auch dann eigentlich nicht, wenn kleine Mengen von Quarz zwischen die Feldspatmikrolithe eingeklemmt sind. Im ersten Fall ist die Struktur orthophyrisch und der Habitus des Gesteins ähnelt wegen der Häufigkeit des die Feldspatrektangeln einrahmenden grünen Chlorits demjenigen mancher feldspatarmen Phonolithe, im zweiten ist die Struktur durchaus trachytisch und oft evident fluidal.

Bei manchen quarzfreien Keratophyren schiebt sich zwischen die Feldspatmikrolithe in geringer Menge eine allerdings meist mehr oder weniger durch Verwitterung chloritisierte und in unbestimmbar kryptokristalline Aggregate umgewandelte Basis ein, die besonders reichlich und verhältnismäßig unverändert in schmäleren und breiteren Zonen die mit Chlorit ausgepolsterten und mit Calcit erfüllten Mandeln umsäumt (Stahlberg, Staufenberg bei Michaelstein, Hasselfelde-Rübeland u. a. O.). Solche hypokristalline Grundmassen sind mir nur von den Harzer Keratophyren bekannt worden.

Auch die Grundmassen der Keratophyre zeigen oft mechanische Deformationen; die kleinen Feldspatmikrolithe löschen undulös aus, sind zu eckig-körnigen Aggregaten zertrümmert, oder wohl auch, wenn lang leistenförmig, gebogen. In einem Keratophyr vom Ziegenkopf-Gipfel bei Blankenburg waren sie geradezu halbbogenförmig gekrümmt.* Ebenso sind die Zwillingslamellen der die Mandeln füllenden, fast stets aus einem polysynthetischen Individuum bestehenden Calcite mehrfach verbogen. Solche Deformationen steigern sich in einem durch große mikroperthitische Einsprenglinge (auch sie sind stark deformiert) ausgezeichneten Keratophyr vom Garkenholz bei Rübeland zur Entwicklung förmlicher Quetschzonen. Es ziehen dann schmale Bänder allotriomorph-körniger Aggregate von nicht sicher bestimmbarer Zusammensetzung durch die außerhalb dieser Zonen normal struierte Grundmasse. Man glaubt hie und da in solchen Quetschzonen eine feine Sericitflaser zu erkennen.

Körnige (also granitische oder syenitische) Facies der Keratophyre treten im Harz und im Fichtelgebirge auf. Im erstgenannten Gebirge ist diese Strukturform besonders normal entwickelt (Elsners Bruch, Hamburgs Dichtung und Bärenrücken bei Blankenburg) und steht bald der hypidiomorph-körnigen der Tiefengesteine, öfter noch der panidiomorph-körnigen der Ganggesteine am nächsten. Es wechseln dann auch dunklergefärbte basischere, und hellergefärbte saurere Teile derart, daß die ersteren offenbar ältere Ausscheidungen darstellen, ähnlich wie in den typischen Tiefengesteinen.

Am Harz sind die Keratophyre durch kalireiche Zwischenglieder (Kalikeratophyre) mit Augitorthophyren, deren farbiger Ge-

* Wäre die Krümmung der Feldspatmikrolithe allein vorhanden, so würde sich dieselbe einfacher als eine trichitoide Wachstumsform erklären lassen, deren Auftreten zumal in Verbindung mit den sphärolitischen Aggregaten dieses Minerals nichts Auffallendes hätte.

mengteil Diopsid ist, verbunden. Die Strukturformen scheinen bei diesen Gesteinen die gleichen zu sein, wie bei den Keratophyren. Mir wurden nur basishaltige Vertreter dieses Typus von der unteren Tiefesitte bei Rübeland und vom Wasserweg bei Blankenburg bekannt; das letztere Gestein führt sehr zierliche Feldspatsphärokristalle.

Als Keratophyr von phonolithischem Habitus, wie er auch am Harz bei Elbingerode vorkommt, mit allotriomorphem Quarz zwischen den Grundmasse-Feldspaten, erkannte Rosiwal das Gestein des Felsens, auf dem die Burg Tejrov in Böhmen steht. Dasselbe gehört dem Cambrium an.

Verbeek (Topograph. en. geolog. Beschrijving van en gedeelte van Sumatras Westkust p. 227) beschreibt als Epidiorit ein Gestein aus dem Flusse Silaki im Siboemboem-Gebirge auf Sumatra, welches nach Zusammensetzung und Struktur ziemlich genau den phonolithähnlichen Keratophyren des Harzes entspricht, soweit ich aus einem mir vorliegenden Handstück beurteilen kann, welches ich Herrn Verbeek's Güte verdanke. Die in Einsprenglingen und in der Grundmasse auftretende grüne Hornblende hat anscheinend Uralitcharakter, was auch Verbeek in der Beschreibung und in der Benennung des Gesteins hervorhebt.

Mesokeratophyr nennt nach Lossen die preußische Kartographie ein Glied der Grenzdecke des Saar-Nahe-Gebietes, ein mandelsteinartiges, porphyrisches, an Orthoklas reiches Ergußgestein. Die Einsprenglinge sind frischer, meist orthotomer Feldspat und Pseudomorphosen nach einem augitischen Mineral. Der Orthoklas hat »feinfasrige« Struktur, ist also wohl Mikroperthit. Die Grundmasse »wird von einem basisartigen Aggregat gebildet, in welchem sich kleine, leistenförmige Feldspate erkennen lassen. Auch etwas Quarz scheint sich an der Zusammensetzung zu beteiligen« (Blatt Nohfelden, S. 15).

Nach Jevons treten in den Breidden Hills in Wales Keratophyre mit idiomorphem Albit auf, ebenso in den Berwyn Hills zwischen Corven und Llandrill südlich des Dee-Tales, hier in Verbindung mit Quarzkeratophyrtuffen. Als Intrusivmassen von körniger Struktur, wie sie ja auch die Harzer Gesteine stellenweise zeigen, und wesentlich aus Albit und Diopsid bestehend wurden sie von demselben Autor oberhalb Llyn-Llyn-caws nachgewiesen.

Nach den Beschreibungen von J. J. H. Teall (bei Geikie) finden sich in der Umgebung von Peebles im südlichen Schottland silurische Ergüsse mit bis 4 mm großen Feldspateinsprenglingen in grünlicher, dichter, mikrolithischer Feldspatgrundmasse, die zu den Keratophyren, z. T. wohl auch zu den Lahnporphyren zu stellen sind. Die Gesteine werden Soda-felsites genannt. — Dasselbe dürfte gelten für den von Elsden untersuchten Kalk-Bostonit von Abercastle halbwegs zwischen St. David's Head und Strumble Head an der Küste von Pembrokeshise.

H. J. Jensen beschreibt unter dem Namen Soda-Felsite und Keratophyre ein Vorkommen vom Mount Byron in dem Wide Bay-Distrikt

in Queensland, welches mesozoischen Sandstein durchbrochen hat und in sehr dichter gelblicher Grundmasse von trachytischem Habitus spärliche Albiteinsprenglinge führt. Neben wenig Magnetit erscheint in dem unfrischen Gestein nur etwas Chlorit, der von ursprünglicher Hornblende abgeleitet wird.

Seiner chemischen Zusammensetzung nach gehört zu den Keratophyren ein von J. Morozewicz beschriebenes eigentümliches Ergußgestein aus dem Gebiete des Magnetberges im südlichen Ural (vergl. S. 68 und 162 des ersten Teils dieses Buches), welches er nach dem Fundort, dem Kamme Atátsch des Magnetberges Atatschit nennt und mit den Augitorthophyren des Gebietes zusammenstellt. Das sehr dichte, dunkelgrau oder schwarz gefärbte, muschlig brechende, vitrophyrische Gestein heißt bei früheren Autoren Aphanit und zeigt auf der bei Verwitterung heller werdenden Oberfläche eine konzentrisch elliptische Zeichnung, die aus abwechselnden grauen und rötlichen oder braunen Streifen besteht, die Folge einer ungleichmäßig zonaren Verteilung des Magnetits. Bei starker Vergrößerung erkennt man als Gemengteile des Atatchits Orthoklasleistchen, gelbliche Pyroxenkörnchen, Glimmerblättchen und ganze Anhäufungen von Magnetit in Gestalt feinsten Staubes und in größeren Körnern, denen sich etwas Pyrit beigesellt, ferner Sillimanit und kurz prismatische Drillinge von Cordierit nach (110). Alles liegt in einer farblosen Glasbasis. Mit diesem Gestein innig verbunden findet sich eine brecciöse Ausbildungsform, wie sie entsteht, wenn ein Lavastrom Bruchstücke seiner schon erstarrten Decke aufnimmt und mehr oder weniger wieder einschmilzt. Bei der Verwitterung geht der Atatchit in eine graue kaolinartige Masse über mit eingestreuten Granaten. — In der Umgebung des Magnetberges treten an mehreren Punkten Keratophyre und »trachytoide Orthophyre« auf.

Die von Koch als Lahnporphyre bezeichneten Ergußgesteine des rheinischen Schiefergebirgs wurden von Lossen mit den Keratophyren vereinigt. Das ist insoweit berechtigt, als in manchen Vorkommnissen der Albit unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse eine bedeutsame Rolle spielt (Papierfabrik Weilburg). In andern Vorkommnissen tritt der Albit, dem die Zwillingslamellierung nicht eben selten fehlt, sehr zurück, ja er kann ganz verschwinden. Seine Stelle nimmt dann Anorthoklas, Mikroperthit oder scheckiger Feldspat, d. h. unregelmäßige Gemenge von Kali- und Natronfeldspat ein. Farbige Einsprenglinge fehlen oft ganz; nur sehr vereinzelte gebleichte Biotittäfelchen wurden beobachtet. Die Grundmassenstruktur ist fast allenthalben eine ausgesprochen trachytische von meistens sehr geringen Dimensionen der Feldspatleistchen, die bald dem Orthoklas allein anzugehören erscheinen, in andern Vorkommnissen sich recht gleichmäßig auf Orthoklas und Albit (mit etwa 18°—20° größter negativer Auslöschungsschiefe in der Zone P/M) verteilen. Bei etwas größerem Kern dieser Mikrolithe zeigen die Orthoklasleistchen oft sehr schöne Albitlamellen, die senkrecht gegen die Kanten P/M gerichtet sind. Ortho-

phyrisch mit stark vorherrschendem Orthoklas erwies sich nur das Gestein vom Gaisberg bei Dietz. Diese Grundmassen führen Stäbchen und Häufchen von bald undurchsichtigen, bald rot durchsichtigen Eisenerzen eingeklemmt zwischen den Feldspatmikrolithen in großer Menge, deren Natur als Verwitterungsprodukte von eisenreichen, schlank prismatischen Alkalipyroxenen oder Alkaliamphibolen nicht wohl bezweifelt werden kann. In dem Lahnporphyr von Balduinstein war stellenweise die Herkunft dieser Gebilde aus Ägirin direkt zu beobachten und noch wohl erhaltener Ägirin keinesweg selten. Denkt man sich den ursprünglichen Zustand des Gesteins wieder hergestellt, so würde man diese Lahnporphyre am treffendsten als pantelleritische Ägirintrachyte oder Arfvedsonittrachyte bezeichnen können. Striemiger Wechsel von rein trachytischen und pantelleritischen Lagen wurde in dem Vorkommen bei Aull beobachtet. Übrigens hat schon O. Mügge auf die strukturelle Übereinstimmung der Lahnporphyre mit azorischen Katophorittrachyten hingewiesen. Geringe, aber sehr gleichmäßig verbreitete Calcitflimmerchen und in den Interstitien der Grundmasse spärlich angesiedelter gelber Chlorit von positivem Charakter in sphärolithischen Aggregaten stammen wohl ebenfalls aus den vererzten femischen Gemengteilen. — Einige Vorkommnisse, so sehr deutlich das von der Papierfabrik Weilburg, lassen einzelne Einsprenglinge von rundlichen Quarzkörnern (auch die Feldspateinsprenglinge entbehren oft des strengen Idiomorphismus) und etwas Quarzkitt in der Grundmasse wahrnehmen.

Metamorphe Phänomene in und an Trachyten mit quarzfreien Porphyren.

Über Einschlüsse fremder Gesteine in den Trachyten und die von denselben erlittenen Veränderungen berichten Dannenberg und K. Vogelsang bezüglich des Siebengebirges, Tenne für Aden, Hibsch für die Umgebung von Großpriesen im böhmischen Mittelgebirge und ganz besonders Lacroix in großer Ausführlichkeit und Vollständigkeit. Ohne über die Ergebnisse dieser fleißigen Untersuchungen hier berichten zu können, sei nur hervorgehoben, daß die Ursache für die starken Metamorphosen, welche Fragmente der kristallinen Schiefer und in der Tiefe anstehende Massen erlitten haben, gegenüber den geringfügigen Veränderungen oberflächlicher Massen wohl wesentlich in dem Ort zu suchen ist, an welchem die Fragmente eingeschlossen wurden und in den an den Ort geknüpften chemischen und physikalischen Verhältnissen.

Innerhalb der Brocken-Kontaktzone und zwar in der unmittelbaren Nähe des Gabbro vom Schmalenberge bei Harzburg treten eigentümliche Eruptivgesteine auf, die von Hausmann und Jasche zur Gabbroformation gestellt, von Streng als Orthoklas führend erkannt, von J. Roth wegen ihres Biotitgehalts neben Orthoklas zur Minette gerechnet

wurden. Sie enthalten in einer feinschuppigen bis dichten dunklen Grundmasse teils idiomorphen, teils in rundlichen Massen ausgebildeten, weißlichen Orthoklas. Diese Orthoklase sind zum weitaus größten Teile Pseudomorphosen. Sie bestehen aus einem regellosen Aggregat, besitzen daher auch nicht die Spaltbarkeit von Orthoklaskristallen und sind sets wasserhell, während die selteneren wirklichen Orthoklaskristalle durch Kaolinbildung getrübt sind. Die Substanz der Pseudomorphosen ist wiederum vorwiegend Orthoklas in allotriomorpher Aggregation, vielleicht untermengt mit etwas Quarz; außerdem enthalten diese Pseudomorphosen sehr häufig kaffeebraunen, selten farblosen Glimmer, indigoblauen oder indigoblau und rotbraun gefleckten Turmalin (er fehlt öfter), hellgelben Augit, strahlsteinähnliche Hornblende und Chlorit in geringen Mengen. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus demselben braunen Glimmer, welcher in den Pseudomorphosen auftritt; daneben aus wasserhellen allotriomorphen Orthoklasaggregaten, etwas hellgelbem Augit, Pyrit und Eisenerzen, die anscheinend bisweilen von Leukoxen umrandet werden. Lossen hält diese Gesteine für kontaktmetamorphe Formen des Harzer antegranitischen Syenitporphyrs, d. h. der mit dem Keratophyr geologisch äquivalenten Orthophyre.

Lacroix beobachtete, daß in den schmalen (bis 0,5 m) Apophysen, welche die gewaltige Trachytmasse des Griounot im Zentrum des Zentralmassivs in einen älteren Basaltstrom entsendet, alle Einsprenglinge (Pyroxen, Barkevikit, Hauyn, Titanit, Orthoklas, Anorthoklas, Labradorit) mit Ausnahme der Feldspate verliert. Diese selbst sind in den Apophysen nicht idiomorph, wie im Hauptgestein, sondern unregelmäßig in die Länge gezogen infolge eines Weiterwachsens während der Intrusion, wobei sie die Gemengteile der Grundmasse, sehr kleine Mikrolithe von Alkalifeldspaten, winzigste grüne Spinelle und Rutilnädelchen, umhüllten. Der Kontakt mit dem Basalte ist für das bloße Auge scharf, während die mikroskopische Untersuchung eine schmale Mischzone erkennen läßt. In der spinellreichen Trachytmasse der Apophyse treten zunächst Biotitblättchen auf, dann verschwindet nach dem Basalt hin der Spinell, während Plagioklase erscheinen, deren Zusammensetzung bis zur Labradoritmischung hinabsinken. Diese werden immer zahlreicher, das Korn des Gesteins wird größer, Augit tritt in das Gewebe ein und die Struktur wie der Mineralbestand nimmt die dem Basalt eigene Natur an, doch ist der Basalt unmittelbar am Kontakt viel gröber körnig und zwischen den Feldspaten liegt eine veränderte Glasbasis mit haarfeinen sauren Feldspatmikrolithen eingeklemmt. Außer dem basaltischen Augit ist viel Barkevikit und Biotit vorhanden, so daß der Basalt am Kontakt die Zusammensetzung des Proterobas hat. Erst in einer Entfernung von 15 m vom Kontakt des Trachyts mit dem Basalt hat der letzte seine normale Zusammensetzung und Struktur und bis auf diese Entfernung hin muß also der Basalt geschmolzen und unter der Einwirkung des Trachytmagmas wieder langsam kristallisiert sein.

Über eigentümliche Vorgänge der Phosphatisierung von Trachyten der kleinen Ilha das Cabras unfern der Insel St. Thomé, Küste von Guinea, berichtet A. Lacroix. Das von keiner Humusdecke verhüllte Gestein geht nach oben in eine dichte mattweiße Substanz über, die ihrerseits von einer dünnen bräunlichen Lage überdeckt wird, die noch einmal von einer dichten grauen Rinde überzogen ist. Die ganze Mächtigkeit der drei Lagen kann einige Zentimeter erreichen und besteht aus einem, stellenweise etwas eisenhaltigen Aluminiumphosphat, wie es Lacroix auch auf den andesitischen Konglomeraten des Inselchens de la Perle, NW von Martinique, beobachtet hat. Die oberste graue Rinde und die darunter liegende bräunliche Lage zeigen eine structure concrétionée mit zahlreichen doppelbrechenden Körnchen. Die Kristallinität nimmt zu in der untersten mattweißen Lage, welche demzufolge reich an Sphärolithen und fasrigen Aggregaten einer zweiachsigen Substanz mit negativem Charakter der Faserachse und $\gamma - \alpha = 0{,}009$ ist. Man erkennt darin noch die Trachytstruktur, aber die Einsprenglinge und Mikrolithe von Feldspat sind nur Skelette, um die und in denen das Aluminiumphosphat sich entwickelt hat. Nach unten ist der Übergang in den normalen Trachyt ein allmählicher. Auf Klüften und Spalten schreitet diese Phosphatisierung tiefer in das Gestein vor, wobei unveränderte Trachytreste zwischen dem Netzwerk von Phosphaten zurückbleiben.

Das gleiche Phänomen beschreibt J. J. H. Teall von dem Trachyt des Clipperton Atoll im nördlichen Stillen Ozean, doch hat sich hier aus den Feldspateinsprenglingen und der Grundmasse ein wasserreiches, amorphes, braunes Aluminium-Eisenhydrophosphat gebildet. Die Phosphorsäure stammt aus Exkrementen von Vögeln und das wirkende Agens war wohl nach den Untersuchungen von Arm. Gautier über den Minervit der Grotte de Minerve im Hérault Diammoniumphosphat. Im Hérault bildeten sich unter der Einwirkung dieses Reagens auf Ton ein Kalium-Aluminiumphosphat, während die Phosphate von der Ilha des Cabras, dem Atoll Clipperton u. a. frei von Kalium sind, das doch die Trachyte reichlich enthalten. Lacroix parallelisiert dieses Verhältnis mit der Umwandlung des Feldspates in Laterit in den Tropen gegenüber der Umwandlung in Muscovit in gemäßigten Klimaten. Denselben Phosphatisierungsprozeß kennt man von der kleinen Antille Redonda (Redondit) und vom Gneiß und Diabas der Ile du Connétable an der Küste von Guyana.

Die Tuffe der trachytischen Gesteine

sind bisher nur in beschränktem Maße Gegenstand eingehender mikroskopischer Untersuchung gewesen. Von den zu Häupten dieses Kapitels zitierten Arbeiten enthalten diejenigen von Angelbis, Brauns, Gümbel und Sandberger Mitteilungen über Bimssteinsande und Tuffe, welche mit den Westerwälder Trachyten in Beziehung stehen. Nach Fr. Roth (N. J. 1892. II. -418-) sind auch die Bimssteintuffe der Gegend von

Gießen Trachyttuffe, welche mit den Trachyten des Laacher-See-Gebiets in Beziehung zu stellen wären.

Nach E. Kaiser enthalten die mehr oder weniger geschichteten, gefleckten, gelblichweißen bis braunroten, selten grünen bis grünlichen Tuffe am Nordabfall des Siebengebirges meistens stark kaolinisierte, aber auch wasserhell frische, oft vollkommen idiomorphe Kristalle von Sanidin, Biotit, Pyroxen, Hornblende, Fetzen von Glas, Lapilli von Bimsstein und fremde Einschlüsse, welche durch ein opalartiges Bindemittel zusammengehalten werden. Dieses cämentierende Opalmineral möchte Kaiser aus der Kaolinisierung des Feldspates ableiten. Hier und da kommt auch ein serpentin- oder chloritartiges Bindemittel vor. Es sind also wesentlich Kristalltuffe. Mit dieser Schilderung stimmen in den wesentlichen Punkten auch die Angaben von H. Laspeyres über die verschiedenen Tuffe des Siebengebirges überein. Doch vermochte Laspeyres nicht ein Bindemittel in den harten Tuffen festzustellen. Die chemische Zusammensetzung des durch HCl und Na_2CO_3 auflösbaren, 13,57% betragenden Anteils des Tuffes deutet er als herrührend von Eisenkies, Magnetit, Limonit, Braunstein und etwas Kaolin oder Plagioklas. Auch in den Tuffen des Einsiedlertales glaubt er einen Fe- und Mn-haltigen Ton oder Sand als Bindemittel zu erkennen. Bomben von verschiedenen Trachytarten, von Sanidinit und konkretionäre Knollen der femischen Trachytmineralien finden sich häufig in den Tuffen.

Eine genauere Untersuchung hat der zwischen blauer und gelblichgrauer Farbe schwankende Tuff Campaniens (tuffo grigio), der durch das Vorkommen von Fluorit und andern fluorhaltigen Substanzen, die Scacchi entdeckte, auch den Mineralogen interessiert, durch Deecke erfahren. Im Korn ähnelt er einem mittleren Sande; die Grundmasse besteht ausnahmslos aus einem farblosen oder schwach gelblichen Glase mit einer Unzahl winziger gelblichgrünlicher Augitmikrolithe und etwas opakem Erz. Das Glas ist oft trübe und zersetzt und nicht mehr sicher erkennbar. Eingebettet in dieser Masse liegen Kristalle und Bruchstücke von Sanidin, Augit und Biotit; der Sanidin herrscht sehr stark vor und wird nur spärlich von zwillingslamelliertem Feldspat begleitet. Er ist voll von Gas- und Glaseinschlüssen, während der Augit einschlußfrei ist. Auch etwas Magnetit und Eisenglimmer zeigt sich in dem Tuff. — Als Einschlüsse in diesem Tuff treten auf: 1. bimssteinartige Schlacken, grauschwarz in Braun übergehend. Sie bestehen aus Fäden und rauhen Strängen eines braun durchsichtigen Glases, die oberflächlich mit sekundären Feldspatgruppen überzogen sind; — 2. Augittrachytbimsstein von ganz der gleichen Zusammensetzung und Struktur, wie die Schlacken; — 3. Trachytfragmente. — Charakteristisch sind hohle Geoden, in denen ein gelbes Pulver aus Sanidinfragmenten, Tuffstückchen und Flußspat liegt. — Endlich enthalten die Tuffe, zumal in der Nähe des Anstehenden Bruchstücke von Apennin-Kalk, die Scacchi für Auswürflinge, Johnston-Lavis und Deecke für eingeschwemmt halten, und eckige, kleine Brocken eines gelbbraunen, aus Quarz und

einem löslichen Eisensilikat zusammengesetzten Gesteins, welches Deecke mit dem gebrannten gelben Tuff der phlegräischen Felder identifiziert, wie man ihn am Monte Nuovo, Monte Spina usw. findet. Diese Brocken sind von einem äußerst feinen Häutchen eines unbestimmbaren Minerals in wasserklaren winzigen Blättchen überzogen. Sie könnten von miozänen oder pliozänen Sandsteinen stammen und sind sicher nicht eingeschwemmt, sondern Auswürflinge. Die Geoden werden als Lapilli-Auswürflinge gedeutet, die von innen heraus durch die eingeschlossenen Gase (darunter HFl) bis auf eine dünne Schale zerfressen wurden. — Der Hauptsache nach liegt in dem grauen Tuff Campaniens also der Tuff eines Augittrachyts vor.

Der gelbe Tuff (tuffo giallo) des Fondo Riccioni der phlegräischen Felder besteht nach E. Manasse aus einem erdigem Aggregat sehr wenig poroser Glasteilchen mit spärlichen mikrolithischen Ausscheidungen von Biotit, Pyroxen und Alkalifeldspat, welches rundliche, bis zu 2 mm Durchmesser erreichende, pechglänzende schwarze Kügelchen eines sehr porosen Glases verkittet. Danach wird dieser Tuff als pisolitisch bezeichnet.

Ähnlich beschreiben de Lorenzo und Riva die grauen Tuffe auf Vivara. Sie bestehen wesentlich aus harzglänzenden, schwarzen Lapilli, deren Dimensionen von denen einer Nuß bis zu Bruchteilen eines Millimeters wechseln, und einem graubraunen erdigen Cäment aus sehr winzigen graugelblichen amorphen Aschenteilchen. Die Lapilli erweisen sich als gelblichbraun durchsichtiges Glas mit einem zwischen 1,557 und 1,585 liegenden Brechungsexponenten; darin liegen Mikrolithe von Olivin, Augit, Bytownit und Anorthit, während das Glas des Cämentes Alkalifeldspate und Augit mikrolithischer Ausbildung enthält. Im gelben Tuff von Vivara, der sich nicht wesentlich vom grauen unterscheidet, treten die dunklen Lapilli zurück und das helle Cäment herrscht. Neubildungen von Zeolithen und Calcit sind in beiden sehr verbreitet.

Zu den Tuffen der Trachyte gehört auch der Traß des Brohltals, der aber von manchen Forschern zu den leucitophyrischen Tuffen irrtümlich gestellt wurde und in diesem Buche daher in dem Kapitel über Phonolithe Erwähnung findet.

C. W. Knight bespricht unter dem Namen Blairmorit-Tuffe und -Breccien eine mächtige Ablagerung von trachytischen Tuffen und Breccien, die der Kreideformation angehören und sich wenigstens 24 miles in nordsüdlicher Richtug von der SW-Ecke von Alberta, etwa 12 miles O von der Grenze gegen British Columbia, und einige 50 miles nördlich von der Grenze gegen die Vereinigten Staaten verfolgen lassen, wo sie von G. M. Dawson aufgefunden wurden. Das Liegende und Hangende besteht aus sehr mächtigen cretacischen Schiefertonen und Sandsteinen. In einem Bahneinschnitt 4 miles östlich von dem Crows Nest Lake sind diesen Tuffen einige Ergüsse von Augittrachyten eingeschaltet. Die graugrünen bis bläulichen Kristalltuffe enthalten Kristalle Kristallbruchstücke und rundliche Körner von Orthoklas, Sanidin, An-

alcim, Augit, Ägirinaugit, Ägirin, Akmit, Diopsid, Titanit, Mikroklin, Anorthoklas, Andesin, Nephelin, Amphibol, Apatit, Biotit, Granat, Magnetit, wahrscheinlich auch Sodalith in kleiner Menge und möglicherweise Leucit, außerdem sekundären Chlorit, Limonit, Calcit usw. Der Analcim, welcher oft die gleichen Interpositionen in derselben Anordnung, wie der Leucit führt, wird für primär gehalten und das Ergußgestein, welches in diesen Tuffen im klastischen Zustande vorliegt und bisher nicht anstehend gefunden wurde, Blairmorit (nach dem Städtchen Blairmore) genannt. Der Blairmorit wird darnach als ein Analcimtrachyt charakterisiert; ich würde ihn als Leucitophyr oder Leucittrachyt bezeichnen. In Bruchstücken aus den Breccien und Tuffen dieser Lokalität beschreibt Knight Augittrachyte mit braunem Granat und Tinguaite. Ein kleines Fragment von dichtem Blairmorit, welches gleichfalls in den Tuffen gefunden wurde, zeigte Einsprenglinge von Orthoklas und Analcim (kleiner als 1 mm) in einer Grundmasse aus leistenförmigem Feldspat, der auch spärlich polysynthetische Zwillingsstreifung erkennen ließ, mit wenigen kleineren Analcimen und etwas Titanit.

Die Tuffe der quarzfreien Porphyre sind bisher nicht Gegenstand mikroskopischer Untersuchungen gewesen. Von ganz besonderem Interesse würde das Studium klastischer Gebilde der Keratophyrreihe sein, wie sie nach Gümbel im Fichtelgebirge vorkommen. Derselbe vergleicht ihre Beziehungen zum Keratophyr geradezu mit dem Verhältnis der Schalsteine zum Diabas. — Nach Lossen wäre die Möglichkeit, daß in Keratophyrtuffen das ursprüngliche Substrat gewisser Harzer Porphyroide vorliege, die sich durch mikroperthitischen Feldspat auszeichnen, nicht von vorn herein von der Hand zu weisen.

Die Familie der phonolithischen Gesteine.

Literatur.

Sam. Allport, On the structure of a Phonolithe of the Wolf Rock. Geol. Mag. 1871. VIII. No. 84. 247 u. 1874. (2.) I. No. 124. 462.

T. Barron, On a British rock, containing nepheline and riebeckite. Geol. Mag. 1896. 371. (N. J. 1898. I. 59.)

Fr. Becke, Gesteine der Columbretes. T. M. P. M. 1896. XVI. 155.

G. Berg, Gesteine von Angola, São Thomé und St. Helena. T. M. P. M. 1903. XXII. 356.

J. Bernath, Beiträge zur Kenntnis des Noseanphonoliths vom Hohentwiel. Bern 1877.

G. Blumrich, Die Phonolithe des Friedländer Bezirkes in Nordböhmen. T. M. P. M. 1893. XIII. 465.

Em. Bořicky, Über Phonolithe. Sitzber. Böhm. Ges. Wiss. Prag. 19. April 1871.

— Über die Nephelinphonolithe Böhmens. Ibid. 1874.

— Petrographische Studien an den Phonolithen Böhmens. Arch. d. naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung Böhmens. Vol. III. Abtlg. II. Heft I. Prag 1874.

M. Boule, Description géologique du Velay. Bull. du Service de la Carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.

L. Bourgeois, Sur un gisement de néphéline au Mezenc (Haute-Loire). Bull. soc. min. Fr. 1883. VI. 16.

R. Brauns, Hauyn in den Bimssteinsanden der Umgegend von Marburg. Z. D. G. G. 1892. XLIV. 149.

Lor. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma 1886. No. 7 u. 8.

— Contribuzione allo studio petrografico dei vulcani viterbesi. Boll. Com. geol. d'Ital. 1888. 97.

— Studio petrografico sulle trachite leucitiche del Lago di Bolsena. Atti Accad. Gioenica Sc. nat. Catania. (4.) V.

H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend SW. vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Berlin 1881.

— Der nordwestliche Spessart. Abhdl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 12. Berlin 1892.

— Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlungen des geol. Reichsmuseums in Leiden. (1.) VII. 45. Leiden 1902.

K. Busz, Über das Verhältnis einiger Tuffe aus dem Laacher See-Gebiet zu den in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteinen. Sitzber. Niederrhein. Ges. Bonn 11. XI. 89.

— Die Leucit-Phonolithe und deren Tuffe im Gebiet des Laacher Sees. Verhdl. d. naturf. Ver. Bonn 1892. XLVIII. 209.

J. H. Caswell, Microscopical petrography of the Black Hills of Dacotah. Washington 1880.

K. von Chrustschoff, Über ein neues außereuropäisches Leucitgestein. Mélanges géol. et paléont. 1891. I. 113. Petersburg.

— Über ein paläozoisches Leucitgestein. N. J. 1891. II. 224.

Jul. Morgan Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1890. XL. 317.

E. Cornu, Beiträge zur Petrographie des böhmischen Mittelgebirges. I. Hibschit, ein neues Kontaktmineral. T. M. P. M. 1906. XXV. 249.
Ch. W. Cross, Note on phonolite from Colorado. Proceed. Col. Scientific Soc 1887. 167.
Ch. W. Cross and B. A. F. Penrose jr., Geology and Mining Industries of the Cripple Creek District, Colorado. XVI. Annual Report U. S. geol. Survey for 1894 - 95. Washington 1895.
H. P. Cushing und E. Weinschenk, Zur genauen Kenntnis der Phonolithe des Hegaus. T. M. P. M. 1893. XIII. 18 und 170.
A. Dannenberg, Die Trachyte, Andesite und Phonolithe des Westerwaldes. T. M. P. M. 1897. XVII. 301 und 421.
W. Deecke, Der Monte Vulture in der Basilikata. N. J. B.-B. VII. 1891. 602.
C. Doelter, Die Produkte des Vulkans Monte Ferru. Denkschr. d. k. Akad. Wiss. Wien 1878. XXXIX.
— Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz 1882.
Ernst von Eckenbrecher, Untersuchungen über Umwandlungsvorgänge in Nephelingesteinen. T. M. P. M. 1880. III. 1–35.
Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der Capverden. T. M. P. M. 1889. XI. 91.
A. B. Emmons, On some phonolithes from Velay and the Westerwald. Leipzig 1874.
Jos. Erb, Die vulkanischen Auswurfmassen des Höhgaus. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich 1900. XLV.
C. Fr. Föhr, Die Phonolithe des Hegaus mit besonderer Berücksichtigung ihrer chemischen Konstitution. Würzburg 1883.
H. Förstner, Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia. 1881.
F. Fouqué, Contribution à l'étude des feldspats des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 283.
K. von Fritsch und W. Reiss, Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Winterthur 1868.
H. V. Graber, Der Maschwitzberg bei Habstein in Nordböhmen. Jahresber. der Staats-Realschule in B.-Leipa für das Schuljahr 1906—1907.
Fr. Graeff, Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitteil. großh. Bad. geol. Landesanst. 1892. II. 410.
J. W. Gregory, Contributions to the geology of British East Africa. II. The geology of Mount Kenya. Q. J. G. S. 1900. LVI. 205.
— The geology of Mount Macedon, Victoria. Proc. Roy. Soc. Victoria XIV. (New Series), pt. 3. 185. Melbourne 1902.
C. W. Gümbel, Phonolith von Fernando de Noronha. T. M. P. M. 1879. II. 188.
F. H. Hatch, On a new british phonolithe. Geol. Mag. 1892. (3.) IX. 149.
J. Hazard, Über die petrographische Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten in der Lausitz. T. M. P. M. 1894. XIV. 297.
— Erläuterungen zu Blatt Löbau-Neusalza und Rumburg-Seifhennersdorf der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894 und 1895.
J. E. Hibsch, Über einige minder bekannte Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1887. IX. 232.
— Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 95.
— Erläuterungen zu Blatt Bensen, Rongstock-Bodenbach, Großpriesen, Aussig und Kostenblatt-Milleschau der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1897. XVII. 1; 1899. XIX. 1; 1902. XXI. 465; 1904. XXIII. 305; 1905. XXIV. 243.
E. Hussak, Über Einschlüsse und Ausscheidungen in Eruptivgesteinen. N. J. 1885. II. 78—80.
— Über brasilianische Leucitgesteine. N. J. 1892. II. 146.
G. Jentzsch, Beiträge zur Kenntnis einiger Phonolithe des böhmischen Mittelgebirges. Z. D. G. G. 1856. VIII. 167.
C. Klein, Petrographische Untersuchung einer Suite von Gesteinen aus der Umgebung des Bolsener Sees. S. B. A. 1888. V. 91.

A. Knop, Einschlüsse im Phonolith des Kaiserstuhls. Ber. über die XXI. Vers. d. Oberrhein. geolog. Ver. Stuttgart 1888. 5.
— Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.
Ant. Koch, Neue Beiträge zur Geologie der Frusca Gora in Ostslavonien. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1876. XXVI. 1.
Emil Künzli, Die petrographische Ausbeute der Schöller'schen Expedition in Äquatorial-Ostafrika (Massailand). Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1901. XLVI. 128.
A. Lacroix, Sur les enclaves de la phonolithe du Mont Dore. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 872.
— Sur l'existence de la Lavénite dans les phonolithes néphéliniques de la Haute-Loire. Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 15.
— Matériaux pour la minéralogie de Madagascar. Nouv. Archives du Muséum (4.) I. Paris 1902 und (4.) V. 171. Paris 1903.
A. von Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. N. J. 1872. 351—357.
H. Lenk, Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Würzburg 1887.
Giu. de Lorenzo, Studio geologico del Monte Vulture. Atti R. Acad. Sc. fis. e mat. Napoli (2.) X. No. 1. 1900.
O. Luedecke, Der Phonolith der Heldburg bei Coburg. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle 1879. LII. 266—302.
P. Mann, Untersuchungen über die chemische Zusammensetzung einiger Augite aus Phonolithen und verwandten Gesteinen. N. J. 1884. II. 172.
P. Marshall, Trachydolerites near Dunedin. Transact. Australian Association for the advancement of science 1904. 183. Dunedin.
— The geology of Dunedin (New Zealand). Q. J. G. S. 1906. LXII. 381.
A. Martin, Die phonolithischen Gesteine des Laacher See-Gebiets und der Hohen Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 181.
G. Mercalli, Osservazioni petrografico-geologiche sui Vulcani Cimini. Rendic. R. Istit. Lombardo. 1889. (2.) XXII. fasc. 3.
— Contribuzione allo studio geologico dei vulcani Viterbesi. Mem. Pontif. Accad. Rom. dei Nuovi Lincei. XX. 37. Roma 1903.
A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. N. J. B.-B. III. 1884. 252.
A. Michel-Lévy, Sur quelques nouveaux types de roches provenant du Mont Dore. C. R. XCVIII. No. 22. 1884.
— Le Mont Dore et ses alentours. Bull. soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 746.
L. Milch, Über Gesteine aus Paraguay. T. M. P. M. 1895. XIV. 383.
— Über die chemische Zusammensetzung eines Limburgites, eines phonolithischen Gesteins und einiger Sandsteine aus Paraguay. Ibid. 1905. XXIV. 213.
H. Möhl, Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta der Leop.-Carol. Deutsch. Akad. Naturforscher. Dresden 1873. XXXVI.
— Über die mineralogische Konstitution und Einteilung der Phonolithe. N. J. 1874. 38-43.
A. Osann, Beiträge zur Geologie und Petrographie der Apache (Davis) Mts., Westtexas. T. M. P. M. 1896. XV. 394.
A. Pelikan, Über zwei Gesteine mit primärem Analcim nebst Bemerkungen über die Entstehung der Zeolithe. T. M. P. M. XXV. 113. 1906.
L. V. Pirsson, On some phonolitic rocks from the Black Hills. Amer. Journ. 1894. XLVII. 341.
G. T. Prior, Petrographical notes on the rock specimes collected in Antarctic Regions during the voyage of H. M. S. Erebus and Terror under Sir James Clark Ross, in 1839—42. Min. Mag. XII. No. 55. 69. 1899.
— Petrographical notes on the rock specimes collected in the Little Island of Trinidad, South-Atlantic, by the Antarctic Expedition of 1839—43 under Sir James Clark Ross. Ibid. 1900. XII. 317.
— Contributions to the petrology of British East Africa. Comparison of volcanic rocks from the Great Rift Valley with rocks from Pantelleria, the Canary Islands, Ascension, St. Helena, Aden and Abyssinia. Ibid. 1903. XIII. 228.

H. Pröscholdt und H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Heldburg (Eruptivgesteine) der geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1895.

Cath. A. Raisin, Petrological notes on rocks from Southern Abyssinia collected by D. Reg. Koettlitz. Q. J. G. S. 1903. LIX. 292.

G. vom Rath, Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien. Z. D. G. G. 1860. XII. 29—40; 1862. XIV. 655—675 und 1864. XVI. 73—113.

— Skizzen aus dem vulkanischen Gebiete des Niederrheins. Ibid. 1866. XVIII. 568—584 und 1868. XX. 289—303.

A. Renard, Notice sur les roches de l'île de Fernando Noronha. Bull. Acad. Roy. Belg. 1882. (3.) III. No. 4.

— Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen. Bull. Mus. Roy. Belg. 1886. IV. 223.

— Notice sur les roches des îles Inaccessible et Nightingale (Groupe de Tristan da Cunha). Bull. Acad. Roy. Belg 1887. (3.) XIII. No. 3.

A. Rosiwal, Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika usw. Denkschrift math.-naturw. Kl. Akad. Wien. LVIII. 1891.

Justus Roth, Gesteine von Aden. M. B. A. 13. Januar 1881.

Ad. Sauer, Untersuchungen über die phonolithischen Gesteine der kanarischen Inseln. Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. Halle 1876. XLVII.

— Erläuterungen zu Sektionen Kupferberg und Wiesenthal der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1884.

F. Schalch, Erläuterungen zu Sektion Johanngeorgenstadt der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1885.

C. Schmidt, Untersuchung einiger Gesteinssuiten gesammelt in Celebes von P. und F. Sarasin. Anhang zu: P. u. F. Sarasin, Materialien zu einer Naturgeschichte der Insel Celebes. IV. Wiesbaden 1901.

Th. Siegert, Erläuterungen zu Sektion Löbau-Herrnhut der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.

Herm. Sommerlad, Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883, 263—284.

J. E. Spurr, A reconnaissance in southwestern Alaska in 1898. U. S. geol. Survey. 20th Annual Report. Part VII. 31. Wasnington 1900.

V. Steinecke, Über einige jüngere Eruptivgesteine aus Persien. Inaug.-Diss. Halle 1887.

C. A. Tenne, Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1893. XLV. 451.

P. Termier, Les éruptions du Velay. Bull. Service de la carte géol. de la France. Paris 1890. II. No. 13.

— Sur les séries d'éruptions du Mézenc et du Meygal (Velay) et sur l'existence de l'aegyrine dans les phonolithes du Velay. C. R. 1890. CX. 730.

Herm. Trenkler, Die Phonolithe des Spitzberges bei Brüx in Böhmen. T. M. P. M. 1901. XX. 129.

Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. 33—37.

Ant. Verri, Osservazioni geologiche sui crateri Vulsinii. Boll. Soc. geol. ital. 1888. VII. 49.

H. Vogelsang, Über die natürlichen Ultramarinverbindungen. Mededeel. kon. Akad. Wetensch. 2. Reeks. Deel VII. Amsterdam 1873.

K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntnis der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.

K. Völzing, Der Trass des Brohltales. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanstalt für 1907. I. Berlin 1907.

H. S. Washington, Italian petrological sketches:
I. The Bolseno Region. Journ. of geol. Chicago 1896. IV. 541. — II. The Viterbo Region. Ibidem Chicago 1896. IV. 826. — III. The Bracciano, Cervetri and Tolfa regions. Ibid. 197. V. 34. — IV. The Rocca Monfina region. Ibid. 1897. V. 241. — V. Summary and conclusion. Ibid. 1897. V. 349.

— The Roman comagmatic region. Carnegie Institution of Washington. Publication No. 57. Washington 1906.

Max Weber, Die petrographische Ausbeute der Expeditionen O. Neumann-v. Erlanger nach Ostafrika und Abessynien 1900—1901. Mitt. d. Geogr. Ges. in München, Bd. I. 637. München 1906.
L. van Werveke, Phonolith von Msid-Gharian. N. J. 1880. II. 275—281.
— Über den Nephelinsyenit der Sierra de Monchique im südlichen Portugal und die denselben durchsetzenden Gesteine. N. J. 1880. II. 141.
Geo. H. Williams, Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 178.
Ferd. Zirkel, Über die mikroskopische Zusammensetzung der Phonolithe. Pogg. Ann. 1867. CXXXI. 298.
— Über die mikroskopische Struktur der Leucite und die Zusammensetzung der leucitführenden Gesteine. Z. D. G. G. 1868. XX. 97.

Der Begriff Phonolith ist hier in z. T. weiterer, z. T. engerer Begrenzung genommen worden, als das von verschiedenen andern Seiten vor und nach Einführung der mikroskopischen Methode geschehen ist. Ich fasse unter dem Sammelnamen Phonolithische Gesteine alle diejenige Effusivmassen der neovulkanischen und palaeovulkanischen Reihe zusammen, welche sich bei normaler porphyrischer Struktur mineralogisch durch die quarzfreie Kombination eines Alkalifeldspats mit einem oder beiden der Mineralien Nephelin und Leucit charakterisieren. Unter den phonolithischen Gesteinen sind hier also auch die sogenannten Leucitophyre, Noseanphonolithe des niederrheinischen Vulkangebiets und Leucittrachyte eingerechnet, während diejenigen Felsarten ausgeschlossen sind, in denen ein Kalk-Natronfeldspat die Stelle des Alkalifeldspats einnimmt. Die letzteren sind als Tephrite an anderer Stelle in einem eigenen Kapitel behandelt. Die eigentlichen phonolithischen Gesteine stehen in ihrer Hauptabteilung zu den Trachyten in einer analogen Beziehung, wie die Elaeolithsyenite zu den Alkalisyeniten unter den Tiefengesteinen. Erst in dem letzten Jahrzehnt hat man unter den Tiefen- und Ganggesteinen, die den Leucitophyren und Leucitphonolithen entsprechenden Typen aufgefunden, so daß der Parallelismus hier heute ein vollkommener ist.

Die ausschließlich in der historischen Entwicklung der Geologie begründete, auf keine wesentlichen Unterschiede sich stützende Trennung der Ergußgesteine in eine prätertiäre und eine tertiärrecente Reihe ist zum ersten Male bei den phonolithischen Gesteinen durchbrochen worden. Derby hat in Minas Geraes palaeozoische Phonolithe und Leucitophyre. Hatch in den Carlton Hills palaeozoische Phonolithe und Chrustschoff in Sibirien palaeozoische Leucitophyre nachgewiesen und Niemandem ist es eingefallen, diese in eine besondere Familie zu vereinen, wie die Quarzporphyre gegenüber den Lipariten, die quarzfreien Porphyre gegenüber den Trachyten usw. Ein Fortschreiten auf diesem Wege würde eine gewaltige Klärung und Vereinfachung in der Systematik und eine bedeutsame Förderung der petographischen Wissenschaft bedeuten. Möge dieses Buch auch in dieser neuen Auflage dazu beitragen, diesen Fortschritt herbeizuführen.

Die Phonolithfamilie ist eine artenreiche, deren sauerste Glieder sich bis zur Verschmelzung eng an die Trachyte, besonders an die Sodalith- und Akmittrachyte anschließen, während sie in Gliedern von mittlerer Acidität sich an die Trachyandesite und Tephrite, in ihren basischesten Repräsentanten an die Tephrite, Nephelin- und Leucitgesteine der basaltischen Reihe anlehnen, ja unmerklich in diese übergehen.

Mineralbestand der phonolithischen Gesteine.

Neben der charakteristischen Kombination eines Alkalifeldspats mit Nephelin, Leucit oder diesen beiden Mineralien können nur noch einige monokline Glieder der Pyroxen-Reihe als wesentliche Gemengteile der phonolithischen Gesteine bezeichnet werden. Zu den farblosen Komponenten gesellt sich als ein, wenn auch keineswegs konstanter, so doch überaus verbreiteter Gemengteil ein Mineral der Sodalith-Reihe, das ebenso wie in den Elaeolithsyeniten den Nephelin in gewissen Abarten fast vollständig ersetzen kann. — Bei weitem seltener werden die Pyroxene von monoklinen Amphibolen oder von Biotit begleitet. In den Apachiten gelangt der Arfvedsonit zur Herrschaft. — Apatit dürfte allverbreitet sein, Zirkon wurde bedeutend seltener als etwa in den Trachyten beobachtet. — Magnetit oder Eisenglanz kommen sehr häufig, aber stets in sehr kleinen Mengen vor; sie scheinen den nur Ägirin als Pyroxengemengteil führenden Gesteinen oft ganz zu fehlen. Reichlicher erscheinen sie dort, wo nicht Ägirin, sondern Diopsid allein oder herrschend auftritt, und nehmen mit der Menge dieses Minerals zu. In solchen Gesteinen pflegt auch der sonst ganz fehlende oder doch sehr untergeordnete Kalknatronfeldspat mehr hervorzutreten. — Unter den akzessorischen Gemengteilen nimmt neben einem Sodalith-Mineral der Titanit die erste Stelle ein; er fehlt nur in seltenen Fällen ganz. Danach wird man die Phonolithe als die Ergußformen der Elaeolith- und Leucitsyenite definieren, welche bei porphyrischer Struktur durch die Kombination von Alkalifeldspat mit Nephelin oder Leucit und Pyroxen, sowie häufiges Auftreten von Hauyn (Nosean, Sodalith) und Titanit als Übergemengteilen charakterisiert sind. — Die eigentliche Hornblende darf in der Definition keine Stelle finden.

Unter den Alkalifeldspaten herrscht unbestritten der Sanidin und der Anorthoklas, nirgends wurde bisher Albit beobachtet.

Der Sanidin ist im allgemeinen in zwei Generationen vorhanden, als Einsprengling und als Grundmasse-Gemengteil. In ersterer Form bildet er ja auch den häufigsten, schon für das unbewaffnete Auge bemerkbaren Gemengteil der phonolithischen Gesteine. In seltenen Fällen fehlt der Sanidin unter den Einsprenglingen (Heilsberg im Hegau u. a. O.); die Eruption des Gesteins muß also dann in einem frühen

Stadium der intratellurischen Entwicklung stattgefunden haben. In der Grundmasse kann seine Menge außerordentlich gering werden, aber hier fehlt er nie. Irgend welche Beziehung zwischen den Mengen des Sanidins dieser beiden Generationen besteht nicht.

Der intratellurische Sanidin ist, von im Ganzen nicht sehr häufiger mechanischer Deformation abgesehen, idiomorph und wird bei vorwiegend tafelförmigem Habitus nach M von dieser Fläche in Kombination mit P, l, y oder x begrenzt. Säulenförmiger Habitus muß nach den sehr verbreiteten quadratischen Querschnitten häufiger sein, als man anzunehmen geneigt ist. — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist sehr gemein, solche nach dem Bavenoer Gesetz in der Form der Juxtaposition und Penetration (Brüxer Schloßberg) nicht gerade selten (Hohentwiel und Mägdeberg im Hegau, Steinriesenweg bei Oberbergen am Kaiserstuhl, Oderwitz, Brüx in Böhmen, Wolf's Rock in Cornwall, Rieden und Olbrück im Laacher See-Gebiet). — Spaltbarkeit nach P und M, sowie die für die Zeolithisierung des Minerals besonders bedeutsame Teilbarkeit nach einer Querfläche sind wie bei den Trachyten. — Die optischen Verhältnisse sind die normalen, Luedecke maß am Sanidin der Heldburg $a:a$ auf M zu $4^0\,45$, $2E = 35^0$. Der Winkel der optischen Achsen ist oft recht klein (Hegau, Böhmen); die Achsenebene lag allenthalben, wo darauf geprüft wurde, senkrecht zu M. —

Die Mikrostruktur des Phonolith-Sanidins nähert sich derjenigen der Trachyte, indessen sind Glaseinschlüsse und solche von Gasen ganz auffallend seltener und spärlich, solche der älteren Ausscheidungen dagegen sehr verbreitet. Er umschließt die Eisenerze, Titanit, Diopsid, (niemals Ägirin), gelegentlich Amphibol, Hauyn, Nephelin und Leucit. Dieser Umstand ist wichtig für die Bestimmung der Gesteine, da z. B. Hauyn und Nephelin oft noch vollkommen frisch im Sanidin erhalten blieben, auch wo sie als selbständige Gemengteile durchaus umgewandelt und unkenntlich gemacht wurden. — Auch die zonare Struktur der Sanidine ist nicht so häufig, wie im Trachyt, und ebenso, wie die Interpositionen, gern auf die peripherischen Teile der Kristalle, also vielleicht auf die Wachstumsperiode während der Effusion beschränkt. — Es ist bekannt, daß der Sanidin der Phonolithe sehr häufig zum Natronorthoklas gehört.

Die normale Verwitterung des Sanidins zu Kaolin oder Muscovit ist nur ausnahmsweise zu beobachten. Dagegen wird dieses Mineral oft in den, bei Hauyn und Nephelin beginnenden, Zeolithisierungsprozess der Phonolithe hineingezogen. Stets dringen dann die Zeolithaggregate von meist nadelförmiger, seltener blättriger oder körniger Textur von den Querabsonderungsflächen des Sanidins in die Mineralsubstanz vor und ersetzen diese mehr und mehr. Dabei verwischen sich die Grenzen gegen das Gestein allseitig, und man wird erst durch die gleichmäßige Polarisation der isolierten, unverletzt gebliebenen Körnchen auf das Vorhandensein eines alten Sanidin-Einsprenglings aufmerksam.

Der Sanidin der Grundmasse scheint ganz vorwiegend säulenförmigen Habitus zu besitzen; dafür sprechen die in allen zur Gesteinsstreckung parallelen Schliffen leistenförmigen Formen, die kleinen quadratischen Querschnitte in Schliffen, welche die genannte Richtung senkrecht trafen. Die Dimensionen sinken nur recht selten so weit, wie im Trachyt; daher beobachtet man nur spärlich eine trichitische Krümmung oder Zerfaserung der Sanidine und ebenso fehlt die Neigung zu sphärolithischer Aggregation mit seltener Ausnahme (Gönnersbohl bei Hilzingen im Hegau)*. — Nur einmal (Combarieu in der Auvergne) bildete der Sanidin der Grundmasse größere allotriomorphe Körner, in welche die übrigen Gemengteile wie in einen Kitt eingebettet waren. — Interpositionen pflegen dem Sanidin der Phonolithgrundmasse zu fehlen.

Die ersten Andeutungen eines nicht monoklinen, sondern dem Anorthoklas zuzurechnenden Feldspats hat man wohl in den Angaben von Sauer über doppelte, mikroklinartige Zwillingsbildungen an den Sanidinen in den Phonolithen von Roque del Pino, vom Guajara-Pass und von Pila auf Tenerife, sowie von Palma zu sehen. Solche mikroklinartige Zwillingslamellierung, sowie eine unregelmäßige Felderteilung zwischen gekreuzten Nicols mit gelegentlich wohl erkennbarer Zwillingsstreifung einzelner Felder, wie sie bei den Keratophyr-Feldspaten ähnlich sehr verbreitet ist, trifft man durchaus nicht selten bei Phonolithen der verschiedensten Gegenden, so z. B. in der Gegend von Montabaur im Westerwald, Fuchsstein bei Klein-Sassen, Eschenhof, Ziegenkopf bei Schackau, Gipfel der Milseburg in der Rhön, Roque del Valle auf der Insel Gomera u. a. Allenthalben sind die Zwillingslamellen von äußerster Feinheit und sinken bis zur Unwahrnehmlichkeit herab. Man erfährt dann ihre wahrscheinliche Gegenwart nur durch eine undulöse Auslöschung der Durchschnitte, welche wegen des vollkommenen Mangels kataklastischer Erscheinungen gewiß nicht auf mechanische Vorgänge zurückgeführt werden darf. Zur Stütze der Annahme von Anorthoklas-Feldspaten kann man wohl die von Doelter mitgeteilte Analyse der Einsprenglinge eines Phonoliths von Praya auf den Inseln des Grünen Vorgebirges heranziehen. Diese Angaben der 2. Auflage dieses Buches haben sich seither durch zahlreiche Belege als zutreffend erwiesen. So bestimmten Fouqué und Boule den Anorthoklas in Phonolithen des Velay durch Messung und Analyse, ebenso Rosiwal in einem Phonolith von dem Plateau am Westfuße des Kenya in Südost-Afrika, in einem trachytoiden Hornblendephonolith vom Meru-Berge in Ostafrika und übereinstimmend mit Hyland's Angaben (Geol. Mag. 1889. [3.] VI. 160) in einem phonolithisch-tephritischen Gestein vom Kilimandjaro. — Blumrich erkannte in dem nephelinitoiden Phonolith vom Hohen Hain bei Mildenau einen Kern von Anorthoklas (spez. Gewicht = 2,590—2,608)

* Blumrich beobachtete Karlsbader Zwillinge an den Sanidinen in der Grundmasse nordböhmischer Phonolithe (Hoher Hain bei Mildenau, Geiersberg bei Friedland, Astberg bei Pridlanz), welche öfters sechsstrahlige Rosetten nach z (130) bildeten. Die Fläche der Rosetten war dann stets parallel der Fluidalebene.

und eine wahrscheinlich während der Effusionsperiode gebildete, schmale, gezackte und einschlußreiche Hülle, die als Sanidin gedeutet werden muß. Im Kern war $a:a = 8{,}5°$ auf M. Hie und da erschien noch im Anorthoklas ein Kern eines Plagioklas mit breiter Zwillingslamellierung. Im Anorthoklas fanden sich Einschlüsse von Apatit, Nephelin und (einmal) Nosean, sowie Gaseinschlüsse, nie solche von Glas, meistens in zentraler Anhäufung. Der Sanidinmantel führt zahlreiche Glaseinschlüsse, zumal an der Berührung mit dem Anorthoklaskern, außerdem Nephelin, Ägirin und Hainit. Er beobachtete Zwillingsbildung nach dem Karlsbader und Manebacher Gesetz. — Ebenso führen die trachytoiden Phonolithe der Gegend von Friedland und der vitrophyrische Phonolith von Neuhof bei Teplitz Einsprenglinge von, in dem erstgenannten Gestein korrodiertem, Anorthoklas mit Sanidinmänteln. — Nach J. W. Gregory sind nicht nur die Einsprenglinge, sondern auch die Grundmasse-Feldspate im trachytoidem Phonolith von Mount Macedon in Victoria, Australien, Anorthoklas mit Mikroklinstruktur.

Der Kalknatronfeldspat kommt in zwillingsgestreiften Einsprenglingen gelegentlich spärlich neben Sanidin oder Anorthoklas, selten in reichlicherer Menge vor. Er ist vorwiegend in trachytoiden Phonolithen oder in solchen Gesteinen vertreten, welche durch den Reichtum an Diopsid und an Eisenerzen zu den Trachy-Andesiten neigen. Bei gewissen nephelinreichen Phonolithen bedingt er Übergänge in die Tephritreihe. Beispiele für spärliches Auftreten dieser Feldspate liefern die Gesteine des Hegau sehr schön, reichlich enthalten ihn z. B. die Vorkommnisse von Klein-Priesen, vom Ziegenberg bei Nestersitz, Mädstein bei Neschwitz in Böhmen, Seeleshof und Kreuzberg bei Bischofsheim in der Rhön, nach Sauer die vom Risco de Ucanca und Pico del Pozo auf Tenerife, hier mit doppelter Zwillingsbildung. — Nur wo Kalknatronfeldspat reichlich unter den Einsprenglingen erscheint, begegnet man ihm auch in der Grundmasse in langleistenförmigen Individuen. Für solche Vorkommnisse fehlt bis jetzt ein entsprechender Tiefengesteinstypus in der Reihe vom Elaeolithsyenit zum Shonkinit und Theralith.

Sekundär gebildeten Feldspat gibt Hibsch aus trachytoidem Phonolith vom Ziegenberg bei Nestersitz, von der Günthersmühle oberhalb Wital und von Bensen im böhmischen Mittelgebirge aus Hohlräumen an, wo er mit Analcim vergesellschaftet ist. Er konnte denselben als Albit nachweisen und macht durch Diskussion der Analysen von Eckenbrecher's diese Neubildung in der innersten Verwitterungszone der Phonolithe als häufige Erscheinung wahrscheinlich.

Der Nephelin fehlt keinem phonolithischen Gestein mit Ausnahme der Leucitphonolithe und diese bedürfen wohl noch einer Revision mit Beziehung auf die Anwesenheit oder das Fehlen dieses Minerals. Gegenüber dem Sanidin ist der Nephelin dadurch charakterisiert, daß er allenthalben unter den Bildungen der intratellurischen Periode vor-

handen ist. In der Grundmasse kann seine Menge auf ein sehr geringes Maß herabsinken. Dem unbewaffneten Auge zeigt sich der Nephelin als Einsprengling allerdings sehr selten, so in manchen Hegau-Phonolithen, am Brüxer Schloßberg in Böhmen, in der Gegend von Zittau und ganz besonders schön in einigen kanarischen Gesteinen, solchen von Manterús, Tekut und Msid Gharian* bei Tripolis und Ghadames, nach Rosiwal in einem Phonolith von dem Plateau am W.-Fuß des Kenya in SO.-Afrika und in vielen Phonolithen aus Deutsch-Ostafrika. Aber sein häufiges Auftreten als Einschluß in den Sanidin-Einsprenglingen, sowie seine Beziehungen zu den Pyroxenen beweisen genügend sein z. T. hohes Alter im Phonolith. — Die Nephelineinsprenglinge sind stets idiomorph in hohem Grade, sehr selten sieht man unbedeutende chemische Korrosionen. Außer Prisma und Basis tritt nur vereinzelt als schmale Abstumpfung der Kombinationskanten dieser Formen die Pyramide auf. Der Habitus ist stets kurz prismatisch, so daß Längsschnitte immer nur wenig von einem Quadrate abweichen. — Die Spaltung nach $(10\bar{1}0)$ und (0001) gelangt nur in sehr dünnen Präparaten und dann nur bei größeren Einsprenglingen zur Wahrnehmung. — Interpositionen, unter denen besonders hellgrüne Pyroxenmikrolithe und Gas- und Glaseinschlüsse oft, Flüssigkeiten nur selten sicher erkannt werden können, ordnen sich gern peripherisch zu konzentrischen Schalen. Das einschlußfreie Zentrum hebt sich dann von der einschlußreichen Hülle nach Bořicky's passendem Vergleich wie ein Spiegel von seinem Rahmen ab. Sehr charakteristisch ist es, daß die Nephelineinsprenglinge so gern von Kränzen eines grünen Pyroxens in Nadeln und Blättchen umrandet sind, oder daß Nadelbüschel dieses Minerals sich an die Kanten und Ecken des Nephelins ansetzen. Wo eine sichere Bestimmung möglich war, erwiesen sich diese den Nephelin umgebenden Pyroxene als Ägirin, die von dem Nephelin eingeschlossenen als Diopsid.

Die Nepheline der Grundmasse sind ebenfalls zumeist idiomorph; aber die außerordentlich geringen Dimensionen derselben und das dichte Gedränge der oft auch im dünnsten Schliff sich noch gegenseitig überlagernden Kriställchen oder ihr Eingeklemmtsein zwischen weit größeren Sanidin-Mikrolithenströmen macht die Wahrnehmung ihrer Formen äußerst schwierig oder gar unmöglich. Die Schwierigkeit wird noch erhöht durch die geringe Doppelbrechung dieses Minerals. In manchen Fällen erlaubt die Beleuchtung mit stark divergentem Lichte noch eine Erkennung der Form. Wo auch dieses Mittel nicht mehr hilft, bilden die Nepheline scheinbar eine homogene Masse oder auch ein verwaschen allotriomorphes Aggregat, welches man wenig passend in der Literatur als »weniger individualisierten« Nephelin oder ganz falsch als Nephelinglas bezeichnet findet. Die Deutung solcher Vor-

* Die von mir untersuchten Stücke brachte der allzufrüh gestorbene Dr. Erwin von Bary in Malta von seiner ersten Reise mit. G. Rose beschrieb Proben, welche Overweg gesammelt hatte. Unter diesen findet sich ein Fundort Gasr Gharian (Z. D. G. G. 1850. III. 93—106).

kommnisse hat dann selbstverständlich nur die beweisende Kraft einer subjektiven Überzeugung; man ist zur objektiven Bestimmung auf die chemische Reaktion angewiesen. Die Gelatination und dadurch ermöglichte Tinktion mit Farbstoffen, der Nachweis von reichlichem Natron und Tonerde in der Lösung wird so lange für Nephelin beweisend sein, wie man noch Phänomene der Polarisation beobachten konnte. Wo diese wegen der winzigen Dimensionen und der durch Überlagerung bedingten teilweisen Kompensation nicht mehr sichtbar sind, liefert auch die chemische Reaktion keinen sicheren Beweis, da ja auch ein farbloses Gesteinsglas vorliegen könnte; es ist indessen zu erwarten, daß ein Phonolithglas zu sauer und zu kalkarm für leichte Gelatination sein würde und die Erfahrungen an Phonolithobsidianen bestätigen diese Annahme.

Der Nephelin der Phonolithe unterliegt ebenso wie und leichter als der Sanidin dem bei Hauyn beginnenden, in den Phonolithen so überaus häufigen Zeolithisierungsprozeß. Er wird dabei matt und trübe bis erdig, und von den Rändern her dringen fasrige oder schuppige Aggregate von oft gelblicher Farbe in die wasserhelle Mineralsubstanz vor. Die Anordnung der Fasern ist meist eine divergentstrahlige, seltener eine verworrene. Körnige Aggregate von isotropem Charakter (Analcim?) finden sich im ganzen selten. — Eine Umwandlung des Nephelins in Kaolin erwähnt Doelter aus Phonolithen vom Monte Ferru auf Sardinien.

Die Verbreitung des Leucits in den Phonolithgesteinen ist eine weit geringere, als diejenige des Nephelins, er ist auf zwei kleine Abteilungen dieser Familie beschränkt. Allenthalben idiomorph, sowohl als Einsprengling, wie als Grundmassegemengteil wird er leicht an den achteckigen bis rundlichen Durchschnitten, und wo seine Dimensionen nicht gar zu geringe sind, an der abnormen Doppelbrechung (dieses Buch, 4. Aufl. I, 2. S. 28) erkannt. Wo letztere fehlt, also bei den kleinen Individuen der Effusionsperiode, kann seine Bestimmung recht unsicher werden. Bezeichnend ist, aber wiederum nur bei den älteren intratellurischen Bildungen, die Zerklüftung, in welcher man wohl die Auslösung von inneren Spannungen wird sehen dürfen, die Häufigkeit der zonar geordneten Interpositionen von hellgrünen Pyroxennädelchen, Glas- oder Gaseinschlüssen und unbestimmbaren farblosen Mikrolithen, sowie die, auch um die jüngsten Ausscheidungen häufig wahrnehmbaren, Pyroxenkränze mit tangentialer Anordnung der Mikrolithe. Für die eingeschlossenen und umsäumenden Pyroxene gilt das bei Nephelin Gesagte. — Die Leuciteinsprenglinge umschließen außer Erzen, Apatit und Titanit auch Hauyn und Nephelin, niemals Sanidin.

Unter den Mineralien der Hauyn-Gruppe, welche nach G. vom Rath's Darstellungen nur den Leucitphonolithen durchweg fehlen, ist der Sodalith von van Werveke in dem Gestein von Msid Gharian nachgewiesen. Sehr viel mehr verbreitet sind die verschiedenen Glieder der eigentlichen Hauynreihe vom Hauyn bis zum Nosean, für deren

Mikrostruktur und Diagnose auf dieses Buch 4. Aufl. I. 2, S. 37 verwiesen sei. Wie weit ihr Vorhandensein oder das seltenere Fehlen etwa klassifikatorisch zu verwerten sei, läßt sich nicht angeben. Es scheint jedoch, als ob im allgemeinen diese Substanzen an einen reichlichen Nephelingehalt der Gesteine gebunden wären, mit Zunahme des Sanidins zurücktreten. Daß indessen ein solches Verhältnis nicht durchweg gültig ist, beweisen die Sodalith-Trachyte. — Sehr charakteristisch ist es, daß die Hauyn-Mineralien nur in einer älteren Generation auftreten. Die abweichende Angabe Weinschenk's über eine zweite Generation von Nosean in Hegauer Phonolithen ist wohl durch die oft sehr verschiedenen Dimensionen dieses Minerals bedingt. Man kann sich leicht überzeugen, daß sowohl die großen, wie die kleinen Individuen als Einschlüsse im Sanidin erscheinen. Indessen ist hervorzuheben, daß auch Hibsch in böhmischen Phonolithen die Sodalithmineralien in zwei Generationen als Einsprenglinge und Grundmassegemengteile beobachtete. Der Beginn ihrer Ausscheidung reicht oft weit in die Anfänge der intratellurischen Kristallisation des Gesteins zurück, wie man aus ihrem allerdings seltenen Umschlossensein durch Pyroxene oder Hornblende erkennen kann; andererseits hat ihre Bildung gelegentlich bis in die Periode der Nephelinausscheidung angehalten. Trotzdem darf man es als normal bezeichnen, daß die Kristallisation der Hauyn-Mineralien zwischen die Abschnitte der intratellurischen Pyroxen- und Nephelinbildung fällt. Das ist etwas abweichend von dem Verhalten des Sodaliths in den Elaeolithsyeniten. — Die Hauyn-Mineralien sind stets idiomorph, Rhombendodekaëder mit einer oft stark verlängerten trigonalen Achse. Chemische Deformationen der tiefeingreifendsten Art sind an keinem andern Phonolithgemengteil so häufig wie hier (cf. Bd. I. 1. Taf. XIII. Fig. 3). Die Menge dieser Mineralien schwankt in weiten Grenzen, doch verdrängen sie in den Phonolithen im ganzen selten den Nephelin. Erweiterte Erfahrungen haben gezeigt, daß in fast allen Phonolithgebieten (ausgenommen sind Kaiserstuhl und Hegau) auch hauynfreie Repräsentanten vorkommen.

Eine ganz besondere Bedeutung gewinnen diese, bald blauen, bald grünen, bald gelben, bald grauen bis farblosen, auch braunen bis schwarzen Mineralien für die Umbildung der Phonolithe. Allenthalben fallen sie zuerst der Umwandlung in Zeolithe anheim, wobei sie selten zu Analcim, fast stets zu eisblumenartigen Aggregaten fasriger Zeolithe von bald positivem, bald negativem Charakter der Fasern werden. Man nimmt an, daß diese Zeolithe z. gr. T. dem Natrolith angehören. Eine nicht geringe Verbreitung hat der Hydronephelin und wahrscheinlich noch andre Zeolithe von strahliger und fasriger Struktur. Von den Hauynmineralien aus strahlen die zeolithischen Neubildungen auch in die übrigen Gemengteile hinein und regen anscheinend den gleichen Vorgang auch hier an. Damit verschwinden mehr und mehr die Grenzen der einzelnen Gemengteile und an die Stelle eines diskreten Mineralaggregates tritt ein unauflösbar feinfilziges, zeolithisches Gewebe. —

Mit der Zeolithisierung geht allenthalben, in manchen Gesteinen sogar eine sehr reichliche Ausscheidung von Kalkkarbonat und Eisenhydroxyd Hand in Hand. Das erstgenannte Zersetzungsprodukt in dem Phonolith ist ganz wesentlich auf Rechnung der Hauynmineralien zu setzen. — Der wohl vorwiegend durch warme Gewässer bald nach der Gesteinsbildung vollzogenen Zeolithisierung steht die normale Verwitterung unter dem Einfluß der Atmosphärilien fremd gegenüber. Sie wandelt, wie Sauer an kanarischen Gesteinen, Bücking an denen der Rhön beobachtete, die Hauyne in steinmarkähnliche Substanzen oder in Kaolin um.

Wie manche Petrographen den Analcim der Monchiquite für einen primären Gemengteil des Gesteins, d. h. für eine Bildung aus dem Magma halten, so sucht A. Pelikan auch den Analcimgehalt der Phonolithe von Schönfeld bei Kamnitz und vom Kubatschkaberge NW von Praskowitz an der Elbe in Böhmen als direkte Ausscheidung aus dem Magma darzutun und kommt zu der Ansicht, daß das Ende der Nephelinausscheidung und der Anfang der Analcimbildung übereinander griffen. Er stützt sich dabei auf die Beobachtung, daß der Analcim in den miarolitischen Räumen zwischen Feldspatleisten, den Pyroxenen und Nephelinen liegt und bisweilen kristallographische Begrenzung gegen den Nephelin zeigt. Alles das sind Verhältnisse, wie sie an miarolitischen Elaeolithsyeniten mit unbewaffnetem Auge leicht zu beobachten sind, aus denen aber niemand auf primäre Natur des Analcims schließen würde. Und auch in diesen Foyaiten ist bald aller Nephelin, bald nur ein Teil desselben zur Analcimbildung verbraucht worden. Wer den Analcim als primären Ausscheidling aus einem Gesteinsmagma nachweisen will, muß ihn in absolut frischen Laven auffinden. Bisher ist das noch nicht möglich gewesen.

Die Pyroxene der phonolithischen Gesteine treten in zwei Generationen, als Einsprenglinge und in der Grundmasse, auf. Die ersteren fehlen nicht selten ganz, zumal in sehr nephelinreichen Vorkommnissen. Die Einsprenglinge sind zumeist gut idiomorph, und säulenförmig oder tafelförmig nach (100) mit (110) (100) (010) ($11\bar{1}$). Zwillingsbildung nach (100) ist nicht allzu häufig. — Die Spaltbarkeit nach (110) ist gewöhnlich sehr deutlich. — Als Einschlüsse sind Erze, Apatit, Titanit und Glaseier verbreitet.

Unter den Einsprenglingen der Pyroxenfamilie kann man folgende Arten unterscheiden: sehr hellgrünen bis fast farblosen, auch wohl grauen bis grauvioletten Pyroxen der Diopsidreihe in kurz prismatischen Individuen, ohne oder nur mit schwachem Pleochroismus (bei den violetten in der Achsenebene gelb, senkrecht dazu violett). — Nach außen werden diese Pyroxene sehr oft grün und tragen einen schmäleren oder breiteren Mantel von Ägirinaugit, der auch selbstständig in Einsprenglingen vorkommt, und für dessen Eigenschaften man dieses Buch Bd. I. 2. 4. Aufl. S. 217 vergleichen wolle. — In manchen, zumal nephelinreichen Phonolithen, wird dieser ersetzt durch Ägirin

in gewöhnlich schlank säulenförmigen Individuen. Nicht selten findet sich der Ägirin auch als äußerster Saum um Ägirinaugit und diopsidischen Pyroxen und ist dann gern zackig und pinselförmig ausgebildet. Diese Umwachsungen beobachtete auch Blumrich am Geiersberg bei Friedland und fand, daß sie zu sanduhrförmigen Bildungen Veranlassung werden können. Besonders geeignet zum Studium dieser Umwachsungen sind die Gesteine vom Steinriesenberg bei Oberbergen und von der Endhalde bei Bötzingen im Kaiserstuhl, vom Hohentwiel im Hegau, vom Westerwald, vom Langerhansküppel und Stellberg bei Waldsassen in der Rhön, von S. Antão (Cabo Verde), Msid Gharian u. a. Die langen schlanken Säulchen des Ägirins in einem nephelinreichen Phonolith vom Tiro del Guanche auf Tenerife sind im mittleren Teil gelb (Akmit), an den Polen grün (Ägirin).

Der Pyroxen der Grundmasse bildet nur selten idiomorphe Individuen. Derselbe ist in den meisten Gesteinen ausschließlich oder nahezu ausschließlich Ägirin, und besitzt dann gern ein durch (100) (110) sechsseitiges Prisma; wenn auch (010) ausgebildet ist, bleibt es doch sehr klein. Eine häufige Form dieser Grundmasse-Ägirine ist diejenige unregelmäßiger Läppchen und Fetzen oder kurzer Stacheln, welche sich um Nephelin oder Leucit ordnen oder sich zu ganz eigentümlichen, nicht unpassend mit Farnkraut verglichenen Büscheln und Aggregaten gruppieren. Dieselben sind im ganzen und ebenso jedes Individuum von Nephelin durchwachsen und jünger als dieser. Hie und da wurde in einem solchen Aggregat auch eine durchweg parallele optische Orientierung aller einzelnen Ägirin-Individuen beobachtet (Gipfel der Milseburg). Die Farbe dieser Ägirine ist durchweg grün. Es kommen auch hier die bei den Alkali-Trachyten erwähnten krappbraunen, wohl zum Cossyrit oder Rhönit gehörenden Mineralien mit dem Ägirin zusammen vor (Gerbier de Jonc im Velay, Azulejos auf Tenerife). Es verdient hervorgehoben zu werden, daß in Phonolithen der Cap-Verde-Inseln Doelter chemisch die Ägirin-Natur der Grundmassen-Pyroxene erkannte, so z. B. am Pico da Cruz auf S. Antão. Die bei den Phonolithen so häufige grüne Farbe der Grundmasse ist ebenso wie bei den Tinguaiten auf den Ägiringehalt derselben zurückzuführen. Durch Verwitterung liefert der Ägirin wesentlich Limonit und bewirkt dann die rostfleckige Beschaffenheit der Gesteine. — Eine eigentümliche, aber doch leicht verständliche Wechselbeziehung besteht zwischen dem Ägirin und Magnetit; letzterer verschwindet mehr und mehr mit der Entwicklung und Zunahme des Ägirins. — Ein normaler hellgrüner Pyroxen in Mikrolithen vom Diopsid-Typus begleitet oft den Ägirin. Allein fand sich derselbe nur in Gesteinen, die zu den Trachy-Andesiten hinüberneigen (Seeleshof, Kreuzberg bei Bischofsheim in der Rhön, Risco blanco auf Tenerife). — Gelber Pyroxen wird von Bucca aus phonolithischen Gesteinen der Rocca Monfina, von Doelter aus solchen der Cabo Verde-Inseln und von Busz aus dem farblosen Glase der Grundmasse eines Leucitophyrs von Engeln erwähnt. — Mann will in dem

aus Hohentwieler Phonolith isolierten Pyroxenpulver auch farblosen Pyroxen mit dem Pleochroismus des Hypersthens und rhombischer Orientierung der Elastizitätsachsen gefunden haben. Wiederholte Untersuchung des Gesteins läßt mich annehmen, daß diese Angabe irrtümlich ist.

Zersetzungserscheinungen kommen mit Ausnahme der erwähnten Umwandlung des Ägirins nur selten zur Beobachtung, so waren z. B. die Augiteinsprenglinge eines Phonoliths vom Kletschner Berg in Böhmen in Calcit mit etwas Limonit und Quarz umgewandelt. Der Beginn einer Faserbildung von Serpentin oder Schüppchen von Chlorit kommen zumal in den violetten und grauen Pyroxeneinsprenglingen gelegentlich vor. Pseudomorphosen von Opal nach Pyroxen finden sich im Phonolith des Gönnersbohl im Hegau.

Die Hornblende von fast stets tiefbrauner Farbe ist allenthalben nur akzessorisch, und verdankt ihren Ruf als wesentlicher Gemengteil in der älteren Petrographie nur dem Umstande, daß sie öfters dem bloßen Auge erkennbar auftritt, sowie einer ungerechtfertigten Verallgemeinerung dieses Verhältnisses. Sie bildet nur Einsprenglinge, bei keinem Phonolith fand ich sie in der Grundmasse; entgegenstehende Angaben dürften auf die häufige Verwechslung mit Ägirin zurückzuführen sein. Sie ist erwiesenermaßen oft natronreich. Daß indessen die Phonolithe in einem frühen Abschnitt ihrer intratellurischen Periode hornblendehaltig waren, geht aus der nicht unbeträchtlichen Verbreitung dieses Minerals in Phonolithtuffen (Eifel, Westerwald, Hegau, Böhmen, Rhön, Auvergne, Nordafrika, Erzgebirge u. a. O.) hervor. Blumrich fand um braune Hornblende der Phonolithe vom Hohen Hain und Geiersberg bei Friedland in Nordböhmen Anwachsmäntel von Ägirinaugit, die nach außen in Ägirin übergehen. In fast allen Gesteinen, wo ich sie traf, gab ein Mantel von Augitmikrolithen und Magnetit Kunde von der magmatischen Resorption derselben. Randliche bis vollständige Umwandlung der Hornblende beobachtete auch Hazard an den Lausitzer Phonolithen. Dieselbe wird zu einem skelettförmigen Individuum von lichtem Augit, in dessen Maschen peripherisch ein Eisenerz, mehr zentral Biotit zu liegen pflegt. Dieser Resorptionshof fehlte gelegentlich in Rhönphonolithen. — Doelter hat gewisse Phonolithe der Insel Mayo und vom Monte Gracioso auf S. Thiago (Cabo Verde), welche reichlich natronreiche, aber kieselsäurearme braune Hornblende neben Augit führen, als Hornblende-Phonolithe bezeichnet. Gümbel gibt aus einem Phonolith von Fernando de Noronha nur dunkelbraungrüne Hornblende ohne Augit an, Renard erwähnt sie akzessorisch vom St. Michaels Mount ebendaselbst; die mir vorliegenden Proben von dieser Insel sind Ägirin-Phonolithe, ebenso bestimmte sie auch G. H. Williams. — Ebenso ist die von Caswell in Phonolithen von den Black Hills in Dakota angegebene Hornblende nach mir vorliegenden Proben Ägirin, und demnach auch wohl die von Cross im Phonolith von El Paso Co., Col. angeführte, da er sie als

identisch mit dieser beschreibt. — Auch nach FÖRSTNER* würden die Phonolithe, welche die Basis von Pantelleria bilden, nur Hornblende »in Dendriten« führen; ebenso gibt RENARD von Phonolithen des Greenland Harbour auf Kerguelen fetzenartige Hornblende als Grundmassengemengteil an.

Vereinzelte kleine Einsprenglinge eines Katophorit-Amphibols fand ich im Phonolith von Poppenhausen in der Rhön und vom Hohenkrähen im Hegau. — Für Arfvedsonit als wesentlichen Gemengteil vergleiche man unten (S. 979) die Gruppe der Apachite. — Riebeckit gibt BARRON (Referat im N. J. 1898. I. 59) aus rötlichbraunem Phonolith des Tweed-Tales von Easter und Middle Eildon und Blackhill an.

Der Biotit kommt ebenfalls nur akzessorisch in phonolithischen Gesteinen vor, zumeist unter den Einsprenglingen, und dann, ebenso wie die Hornblende, gern von einem augit- und magnetitreichen Resorptionshofe umgeben (Auvergne, Cantal, böhmisches Mittelgebirge, Hegau, Westerwald, Canarien). Für seine ursprünglich reichlichere Anwesenheit in dem Phonolithmagma läßt sich auf seine Häufigkeit in Phonolithtuffen hinweisen. — In zierlichen, sehr kleinen und unregelmäßigen Läppchen, welche wie Reste größerer Kristalle aussehen, trifft man ihn selten in der Grundmasse canarischer und nach ROSIWAL in Kilimandjaro Phonolithen. In tiefbraunen Fetzen (Lepidomelan) ist er eingeklemmt zwischen die Feldspatleisten in einem Phonolith vom Ölzenhof in der Rhön. — Einen hellgelblichgrün und kirschrotbraun pleochroitischen Glimmer in Phonolithen von Tenerife hält SAUER für einen Manganglimmer.

Unter den Eisenerzen herrscht der Magnetit. Im allgemeinen sehr spärlich, reichert er sich an in den zu Tephriten und Trachyandesiten hinüberspielenden, und verschwindet mehr oder weniger vollständig in den ägirinreichen Gesteinen. Auf einen Gehalt an Titan weist die gelegentlich vorkommende Umrandung mit Titanit hin (Klein-Priesen bei Aussig). — Nicht selten setzen sich an Magnetit farbige Silikate (Biotit,

* Die Vorkommnisse von der Costa de Zighidi und von Porticello, welche ich zu untersuchen Gelegenheit hatte, gehören wohl eher zu den phonolithischen Trachyten, als zu den trachytoiden Phonolithen. Einsprenglinge von Sanidin und grünem Augit, der gelegentlich Ägirin-Ränder hat, liegen in einer sehr feinkörnigen Grundmasse aus Feldspatleistchen, ?Nephelin, grünem Ägirin und dem gelegentlich der Akmittrachyte erwähnten, krappbraunen bis violetten Mineral, welches zuerst von MÜGGE von den Azoren beschrieben wurde. Dasselbe hat hier einen sehr starken Pleochroismus und findet sich in paralleler Verwachsung mit Ägirin, aber auch mit mikrolithischen Gebilden, die ich für Hornblende halten möchte. Leider sind diese farbigen Silikate der Grundmasse nicht kristallographisch begrenzt, lassen auch keine Spaltbarkeit deutlich wahrnehmen, da sie stets als Körper in dem Schliff liegen. Sie umsäumen oft Sanidin oder bilden mit diesem Mineral schwer auflösbare Aggregate. Die Menge derselben ist recht groß. Hauyn und Titanit fehlen durchaus. — Wo eine Annäherung an Kristallbegrenzung bei dem krappbraunen Mineral der Grundmasse erkennbar ist, wird man oft an Amphibolform erinnert. Die geringe Durchlässigkeit für Licht, die Farbe und der Pleochroismus erinnern an den Cossyrit FÖRSTNER's.

Amphibol, Ägirin) derart an, daß sie wohl z. T. auf Kosten desselben gebildet sein dürften. — Eisenglanz in rot bis gelb durchsichtigen Blättchen kann den Magnetit gelegentlich ersetzen. In Phonolithen von Aden bedingt derselbe nach Vélain die rote Farbe der Gesteine.

Der Apatit erscheint meistens in langen und schmalen, quergegliederten, wasserhellen Nädelchen. Auch die bei Trachyten erwähnte gedrungene Form findet sich nicht selten. Das Mineral ist alsdann stets gefärbt, grau, braun oder blau; die Interpositionen sind oft parallel den Prismenflächen geordnet und haben zu Verwechslungen mit Hauyn geführt. Die Phonolithe der Auvergne, der Rhön (Kreuzberg bei Bischofsheim), des Westerwaldes (Hartenfelser Kopf), und besonders die Leucitophyre des Niederrheins und Kaiserstuhls liefern gute Beispiele.

Der makroskopisch schon von Blum erkannte Zirkon ist nur sehr vereinzelt und keineswegs allenthalben in den bekannten Formen nachzuweisen. Blumrich betrachtet ihn als Fremdling in dem mehrfach erwähnten Phonolith vom Hohen Hain bei Mildenau, wo er ihn nur in zwei Körnern antraf, deren größeres einen Kranz parallel gestellter Nadeln trug, die wahrscheinlich Hainit sind, und die man dann als eine Art Resorptionshof ansehen darf.

Unter den Übergemengteilen ist der Titanit in gelblichroten bis grüngelblichen und farblosen idiomorphen Individuen, seltener in Körnern ungemein verbreitet und fehlt nur selten ganz. Selten in der bekannten, durch $(\bar{1}23)$ stumpf-säulenförmigen Gestalt, häufiger, wie es nach Lane's Untersuchung scheint, in einer durch herrschendes (011) prismatischen Form liefert er spitzrhombische Durchschnitte, welche oft sehr regelmäßig durch die lange Diagonale zwillingshalbiert sind. Seltener verläuft die Zwillingsgrenze unregelmäßig. — Der Titanit, dessen Bildungsperiode zwischen diejenige der Erze, des Zirkons und des Apatits (er umschließt diese Mineralien) und der ältesten Bisilikate fällt, besitzt nicht selten Glasinterpositionen. Die kleinen Titanitkörnchen der Grundmasse scheinen aus titanreichem Magnetit hervorgegangen zu sein. — In gewissen Leucitophyren (Perlerkopf) kommen neben großen Titaniteinsprenglingen unvermittelt durch Zwischenglieder sehr mikroskopische, scharf idiomorphe Titanite in der Grundmasse vor, welche man für eine jüngere Generation halten möchte. — Umwandlung in Calcit und Quarz zeigt der Titanit der Kaiserstuhl-Phonolithe von Oberschaffhausen und der Endhalde bei Bötzingen.

Akzessorische Mineralien von mehr zufälligem Auftreten sind der Melanit (reichlich in Leucitophyren von Rothweil, Oberbergen und vom Perlerkopf, spärlich in Phonolithen von Oberschaffhausen, Bötzingen, Hohentwiel, Pösigberg bei Hirschberg, Wolf's Rock am Land's End); — Olivin (Roche Sanadoire und Salesl nach Zirkel, Ravin de l'Usclade nach v. Lasaulx, Selberg bei Quiddelbach nach Emmons, Spitzcunersdorf nach Möhl, böhmisches Mittelgebirge nach Bořicky und Heldburg bei Gotha nach Luedecke, an letzterem Orte mit Einschlüssen von Glas

und von kleinen braunen, sechs- und achteckigen Blättchen, welche parallel (010) des Wirtes liegen, Msid Gharian). Cross und Penrose beobachteten in einem Ägirin-Arfvedsonit-Phonolith-Gang im Tuff des Rhyolite Mountain im Cripple-Distrikt, Col., U. S. A. 3—4 mm große Olivine, die einen dreifachen reaction rim zeigten. Der innerste schwarze Ring besteht wesentlich aus Magnetit und kleinen, senkrecht zur Olivingrenze gestellten, nicht bestimmbaren Prismen mit anscheinend paralleler Auslöschung; die mittlere Zone ist farblos und besteht aus sehr kleinen, für Muscovit gehaltenen Blättchen (man möchte eher an Talk denken); die äußerste Zone besteht aus Biotit, um die sich gern die Ägirinnadeln des Phonolithes anhäufen. Die Cripple Creek Phonolithe sind vergesellschaftet mit Gesteinen, die Cross Andesite nennt, die aber nach seiner Beschreibung den Camptoniten oder basischen Trachyandesiten nahestehen, mit »Plagioklasbasalten«, die durch einen bemerkenswerten Gehalt an Orthoklas in Mänteln um die Plagioklase und in selbständigen Individuen sich als Trachydolerite erweisen, und mit Nephelin-Basalten. — Spinell (böhmisches Mittelgebirge nach Bořicky, weiß mit (111) (100) (110) im Leucitophyr von Olbrück nach Chrustschoff, Bull. Soc. min. Fr. 1886. IX. 85, in Phonolith-Auswürflingen des Velay nach Boule); — Wollastonit (Kaiserstuhl); — Tridymit (öfters von Möhl erwähnt) wohl unsicher u. a.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß auch die Ti- und Zr-reichen Silikate der Elaeolithsyenite in den Phonolithen vertreten sind und sich nur wegen geringer Dimensionen leicht der Beobachtung entziehen. So möchte man bei der Beschreibung des von Rosiwal »Akmit« genannten Minerals in einem Phonolith am W.-Fuße des Kenya an Ainigmatit oder Cossyrit denken; ebenso bei der Abbildung eines Phonoliths von der Kenya-Spitze. Natürlich ist das lediglich eine Vermutung. In zierlichen, siebartig mit den farblosen Gemengteilen der Grundmasse durchwachsenen Blättchen und Stengelchen erscheint der Cossyrit recht konstant in den an Nephelin und Ägirin reichen Phonolithen und ebenso in den Apachiten.

Laavenit wurde im Phonolith von Selberg in der Eifel beobachtet. Lacroix und Boule geben ihn aus den Phonolithen vom Suc de Montusclat, von Lardeyrols und Ardennes im Velay an. — G. Blumrich entdeckte den Hainit in der Grundmasse des Phonoliths vom Hohen Hain bei Mildenau in schwammigen Blättchen und zackigen Nädelchen, auf Ägirintrümchen im Phonolith und in kleinen mit pulverigen Zersetzungsprodukten erfüllten Drusenräumen in Kriställchen und wies denselben ferner nach in den nephelinreichen Phonolithen vom Selnitzberg und Borschen bei Bilin, Brüxer Schloßberg, Spitzberg bei Brüx und in den trachytoiden Phonolithen vom Geiersberg bei Friedland und Tennenberg bei Kreibitz. — H. Trenkler glaubt jedoch daß Blumrich zwei verschiedene Mineralien als Hainit zusammenfasse, daß nur die kompakten Nadeln vom Hohen Hain als Hainit anzuerkennen seien, mit dem er die schwammigen Blättchen und zackigen Nädelchen zu Un-

recht indentifizierte. — J. E. Hibsch beobachtete Hainit im Phonolith zwischen Mühlörzen und Reichen im böhmischen Mittelgebirge auf Blatt Bensen.

Auf langgestreckten schmalen Drusenräumen im nephelinreichen Phonolith des Hohen Hain treten Albit in einfachen Tafeln nach M und in Zwillingen solcher nach Karlsbader Gesetz, Hainit, Ägirin (fast nur da, wo die Drusenräume durch ägirinreiche Flecke der Gesteinsgrundmasse laufen), Nephelin selten, Chabasit sehr vereinzelt, Nosean (nur in einem Drusenraum gesehen) auf; der Rest der Drusenräume ist mit Analcim erfüllt. Die Füllung dieser Drusenräume wird — gewiß mit Recht — analog den Pegmatitgängen im Augitsyenit des Langesund erklärt.

Die Grundmasse der phonolithischen Gesteine ist wohl meistens holokristallin und besteht ganz vorwiegend aus wechselnden Mengen von Sanidin, Nephelin und Ägirin, welcher nur in selteneren Fällen von Diopsid oder Ägirinaugit mehr oder weniger ersetzt wird. Wo diese Grundmasse deutlich hypokristallin wird, da gesellt sich zu den genannten Mineralien, meistens unter merklichem Zurücktreten des Pyroxens, in durchweg untergeordneter Menge eine fast allenthalben farblose Glasbasis; sie hat einen Stich ins Rötliche am Hohen Hain bei Mildenau. Dieselbe tritt niemals in Form einer Mesostasis oder Zwischenklemmungsmasse, sondern als ein oft mehr aus der Verwebung der kristallinen Gemengteile logisch zu erschließender, als direkt erkennbarer, stets spärlicher Kitt auf. Nur in den seltenen Fällen, wo sie reichlicher erscheint, ist sie wohl auch durch sehr winzige globulitische Ausscheidungen gelblich oder grünlich gefärbt (Olbrück, Hannebacher Ley). Glasreich sind die Phonolithe der Limagne (La Rochette und Chaux-Montgros nach Michel-Lévy). Ob dieses Gesteinsglas wasserhaltig oder wasserfrei sei, darüber fehlen bisher Untersuchungen. Solche Glasbasis wurde bereits bei den ersten mikroskopischen Untersuchungen phonolithischer Gesteine von Zirkel, von Lasaulx, Bořicky und H. Vogelsang beobachtet. Als günstig für ihr Studium sind gewisse Vorkommnisse vom Hohentwiel, Brüxer Schloßberg, Hochwald bei Zittau, nach Siegert auch manche Lausitzer nephelinitoiden Phonolithen zu empfehlen. — In reichlicher Menge enthalten die obsidianähnlichen Schlackenkrusten von Phonolithströmen der Canarischen Inseln eine Glasbasis; sie ist gelbbraun bis tiefbraun durchsichtig und überraschend arm an mikrolithischen oder kristallitischen Ausscheidungen. Auch verdient es Erwähnung, daß sie keinesfalls, wie man erwarten möchte, immer mit Säuren gelatiniert.

Klassifikation und Struktur der phonolithischen Gesteine.

Bei dem hier angenommenen Umfang der Familie der phonolithischen Gesteine ergibt sich als unabweislich eine Dreigliederung, je nachdem mit dem Sanidin sich allein Nephelin, oder Leucit, oder end-

lich diese beiden Mineralien als feldspatige Gemengteile assoziieren. Die erste Reihe nennen wir Phonolithe schlechthin, sie entspricht im wesentlichen dem althergebrachten, als Phonolith bezeichneten Typus. Die Sanidin-Leucitgesteine der neo- und paläovulkanischen Ergußreihe mögen Leucitphonolithe heißen; ihr Umfang ist gering und umschließt die Leucittrachyte vom Rath's und J. Roth's, sowie einige bald als Leucitophyre, bald als Leucitbasalte bezeichnete Gesteine. Wenn neben Sanidin unter den Einsprenglingen Nephelin und Leucit auftreten, so stellen wir das Gestein zu den Leucitophyren. Hieher gehören Gesteine, welche z. T. schon lange diesen Namen tragen und andere, welche man Noseanphonolithe, Leucit-Melanitgestein usf. benannt hat.

Gruppe der Phonolithe.

Die weitaus größte Reihe bilden die eigentlichen Phonolithe. Schon die zahlreichen Partial-Analysen, welche wir von diesen Gesteinen besitzen, lassen ein großes Schwanken in dem relativen Mengenverhältnis von Sanidin und Nephelin in den Beziehungen des in Säure löslichen und des darin unlöslichen Teils erkennen. Hierauf ist, da auch mikroskopisch diese Differenz bedeutsame strukturelle Unterschiede bedingt, das Hauptgewicht für die weitere Einteilung zu legen, während das mehr oder weniger bedingte Vorherrschen von Ägirin oder Augit bei der so sehr untergeordneten Bedeutung der farbigen Gemengteile in den Phonolithen, oder das Vorhandensein und Fehlen eines Minerals der Sodalithgruppe höchstens zur Bildung von Unterabteilungen benutzbar ist. Die einzige bisher auf Grund mikroskopischer Untersuchungen unternommene Systematik der Phonolithe, welche Beachtung verdient, von Bořicky, geht von ähnlichen Erwägungen aus, stellt jedoch das Hauynmineral als gleichwertig mit Sanidin und Nephelin und höherwertig als Leucit hin und gelangt so zu drei Hauptabteilungen: 1. Nephelinphonolithen, 2. Noseanphonolithen, 3. Sanidinphonolithen, deren jede nach dem Vorhandensein von Leucit und Oligoklas in Unterabteilungen zerlegt wird. Wir beschränken uns darauf, die eigentlichen Phonolithe nach der Herrschaft des Sanidins oder Nephelins, welche sich besonders in der Zusammensetzung der Grundmasse, weit weniger in den Einsprenglingen ausprägt, in trachytoide Phonolithe und nephelinitoide Phonolithe zu zerlegen. Diese beiden Gruppen sind trotz bedeutsamer Unterschiede in ihren typischen Vertretern durch sehr allmähliche Übergänge verknüpft; sie verfließen oft an ein und derselben Lokalität ineinander. Ob jedoch ein solcher Wechsel in der Zusammensetzung auch bei einem und demselben Ergusse stattfinde, darüber liegen kaum sichere Anhaltspunkte vor.

Die trachytoiden Phonolithe schließen sich unmittelbar, wie ihr Name andeuten soll, an die Alkalitrachyte an. Sie unterscheiden sich von denselben eben nur durch den Nephelingehalt, welcher auch für ein geübtes Auge nicht immer leicht ohne Tinktion des mit Salz-

säure behandelten Schliffs erkennbar wird. Die kleinen Nephelineinsprenglinge sind gewöhnlich zwischen Sanidinmikrolithenströme eingeklemmt und kommen erst bei sehr dünnen Präparaten zum Vorschein. Die Struktur wiederholt genau die bei den genannten Trachyten besprochenen Verhältnisse; auch ist in dieser Gruppe die den trachytischen Gesteinen eigene Porosität sehr verbreitet, und auf den Porenwandungen sitzen dann wohl kleine Nephelinkristalle auf, welche nicht wie Drusenmineralien auf der glatten Wand haften, sondern wie die Gemengteile des Granits bei miarolitischer Ausbildung des Gesteins aus der Gesteinsmasse heraus mit idiomorpher Termination in den Hohlraum ragen. Die Sanidinleistchen der Grundmasse sind allenthalben deutlich fluidal geordnet. — Die Gesteine haben fast stets hellgrüne oder gelblichgraue Farbe und entbehren mehr des öligen Glanzes der nephelinitoiden Phonolithe. Wie es so ziemlich zu jedem Typus der Alkalisyenite eine effusive Parallele unter den Trachyten gibt, und wie Zwischenformen zwischen den verschiedenen Typen der Alkalisyenite und denen der Foyaitreihe vermitteln, so kann sich auch aus jedem Typus der Alkalitrachyte durch Eintritt von Nephelin ein besonderer Phonoliththypus entwickeln. Man wird wohl den natürlichen Verhältnissen einen richtigen Ausdruck geben, wenn man die an Kalknatronfeldspaten (Andesin und Labradorit) reicheren Phonolithe an den Drachenfelstypus der Trachyte anschließt und mit den Maenaiten und Gauteiten bei den Ganggesteinen vergleicht, die nur Alkalifeldspate führenden, an dunklen Gemengteilen und Erzen sehr armen, meistens nur Ägirin und fast regelmäßig Cossyrit führenden aus den plagioklasfreien Ägirin- und Katophorittrachyten ableitet. In ganz derselben Weise gibt es dann Phonoliththypen, die sich unmittelbar zu dem Arsotrachyt, dem Kenyit und Vulsinit in Parallele stellen und zwischen diesen und gewissen Trachydoleriten und Tephriten vermitteln. Indessen scheint gegenwärtig noch nicht der Zeitpunkt gekommen, diese natürliche Gliederung streng durchzuführen.

Repräsentanten der trachytoiden Phonolithe liegen aus den verschiedensten Gebieten vor, so aus dem Westerwalde, (Mahlberg bei Montabaur, Blaumhöfen, zwischen Helferskirchen und Ewighausen, Sainerholz u. a.), aus der Lausitz (Olbersdorf, Großschönau), aus dem Vogelsberg nach Sommerlad (Häuser Hof bei Salzhausen, Schwarze Elz bei Herchenhain), aus dem böhmischen Mittelgebirge (Georgenthal, Gegend von Aussig u. a. O.). Nach Hibsch gehören hieher fast alle Phonolithe des Blattes Kostenblatt-Milleschau, von denen viele neben Sanidin auch sauren Labradorit führen und durch hohen Gehalt an einem Mineral der Sodalithfamilie ausgezeichnet sind, das den Nephelin stellenweise mehr oder weniger, ja gelegentlich ganz verdrängt und in der großen, durch Sanidin, Hauyn, Ägirinaugit und Amphibol vorzüglich porphyrischen, gewaltigen Phonolithmasse des großen Plateaus westlich vom Radelstein in zwei idiomorphen Generationen erscheint. In dem Phonolithlakkolithen des Marienberges bei Aussig fehlt der

Nephelin nach Hibsch und wird durch Natrolith (bis zu 30%) in Körnern und Körneraggregaten ersetzt, den er für primär hält. Auffällig ist die körnige Ausbildung dieses Minerals, das in demselben Gestein auch als sekundär aus Sodalith hervorgegangen vorkommt und dann stets fasrige Struktur zeigt. Bis in eine Entfernung von 1 m von den hangenden oberturonen Tonmergeln zeigt dieser Phonolith als endomorphe Kontakterscheinung eine mit Annäherung an die Kontaktfläche zunehmende glasige Basis, die dem Gestein sonst durchaus fehlt. Einschlüsse von Kalkmergeln im Phonolith lassen Neubildungen von Epidot und Wollastonit erkennen, während der Phonolith in ihrer Nähe zahlreiche Biotitkriställchen führt. — Interessant ist die Angabe von Hibsch, daß die Gipfelteile der großen Phonolithkegel der Gegend von Kostenblatt und Milleschau reicher an Nephelin sind, als die basalen, in denen der Nephelin sogar ganz fehlen kann. Das Umgekehrte beobachtete Fouqué auf dem französischen Zentralplateau, das reich an trachytoiden Phonolithen (Griounaux, Pas de Compains, La Tenisse und Griou im Cantal, Liberté in der Ardèche) ist, bei dem Vorkommen von Thiézac im Cantal, wo nephelinarmer trachytoider Phonolith die Oberfläche eines nephelinreichen Phonolithes bildet. Nach Michel-Lévy gehören auch die in Stromform und als NNW. streichende Gänge auftretenden Phonolithe des Mont Dore zu dem trachytoiden Typus. — Vom Monte Ferru auf Sardinien und von den Inseln des Grünen Vorgebirges beschreibt C. Doelter, von Aden Tenne, von den Black Hills in Dakota Caswell und Pirsson trachytoide Phonolithe. — Wie sehr sich der Nephelin in den trachytoiden Phonolithen verstecken kann, mag man daraus ermessen, daß ihn ein Beobachter wie Fr. Becke in den Columbrete Vorkommnissen nur durch Behandlung mit Salzsäure nachweisen konnte, obschon die Menge des in der Säure löslichen Gesteinsanteils 36.2% betrug. — Bindeglieder zwischen dieser und der nächsten Gruppe liefern dieselben Gebiete, die Rhön, der Hegau (am Hohentwiel) und der Kaiserstuhl (Oberschaffhausen). In dem leztgenannten, durch seine Einschlüsse von Gesteinen des Grundgebirges bekannten Vorkommen treten bisweilen eigentümliche Nester von großen Melanitkristallen nebst grünem Augit, oft trübem Nephelin und etwas Feldspat in grobkörnigem Gewebe und mit hypidiomorph-körniger Struktur auf, welche gegen das normale Gestein hin von einem recht kontinuierlichen Ägirinkranz umrandet werden. Diese Nester sind durch mancherlei Zwischenglieder mit den bekannten sogen. Schorlomitkörnern verbunden. Ob hier Einschlüsse eines fremden Tiefengesteins, oder aber intratellurische Konkretionen aus dem Phonolithmagma selbst vorliegen, ist nicht mit voller Sicherheit zu entscheiden. — Verwandt hiermit ist wohl das Vorkommen von Nestern aus brauner Hornblende, grünem Augit, Sanidin und Nephelin in grobkörnigem Gewebe in einem Phonolith von der Ribeira da Torre auf S. Antão, welches Doelter beschreibt. — Ähnliches kommt auch im Elbtal vor.

Giu. de Lorenzo beschreibt einen trachytoiden Phonolith in z. T.

kolossalen losen Auswürflingen von der Umgebung des Monte Vulture bei Melfi in der Basilicata, in dem die Sanidin-Einsprenglinge über Zollgröße erreichen, während der Nephelin durch reichlichen Hauyn ersetzt ist und neben Diopsid mit Ägirinmänteln auch Hornblende und Biotit als dunkle Gemengteile auftreten. — Zwischen Melfi und Rapolla bildet ein ähnlich zusammengesetzter Phonolith, in dem aber der Anorthoklas die Stelle des Sanidins einnimmt, den Hügel Toppo di San Paolo. Diese und die oben angeführten analogen böhmischen Vorkommnisse würden eine Ergußform der Sodalithsyenite darstellen. — Hierher stelle ich auch ein Gestein, welches Herr Professor K. Uhlig aus den Konglomeraten im Bachbett des Olbossare am Südfuß des Meru in Deutsch-Ostafrika mitbrachte. Es enthält Einsprenglinge von Anorthoklas, wenig Ägirinaugit mit Ägirinmänteln, von kaum durchscheinendem, tiefbraunem, stets von Ägirinkränzen eingerahmtem Cossyrit und von Titanit in einer holokristallinen Grundmasse aus Sanidin, reichlichen Rhombendodekaedern eines farblosen Sodalithminerals, Ägirinstäbchen und Cossyritfetzen.

Durch gelegentlichen Olivingehalt und fast immer reichlich eingestreute Cossyritfetzen und Säulchen zeichnen sich die von P. Marshall untersuchten Phonolithe der Gegend von Dunedin, Neu-Seeland, aus, die dann (Logan Point) einen angenähert pantelleritischen Charakter erhalten. In ungewöhnlicher, nach der Kante P/M kurz prismatischer Ausbildung erscheint der Sanidin in einem Vorkommen von Anderson's Bay.

Zu den trachytoiden Phonolithen gehört auch das von Fr. Hatch beschriebene (vergl. S. 922) karbonische Vorkommen von Traprain Law in den Carlton Hills bei Edinburgh. — Mehr nach den phonolithoiden hin neigen schon die paläozoischen Phonolithe von der Serra dos Poços de Caldas an der Grenze von San Paulo und Minas Geraes in Brasilien, deren Entdeckung wir Derby verdanken.

Wenn bei starkem Zurücktreten des Nephelins neben dem Sanidin viel Plagioklas vorhanden ist, womit ein starkes Anwachsen der Augitmikrolithe und des Magnetits in der Grundmasse Hand in Hand zu gehen pflegt, so werden die Gesteine schwarzgrau bis fast schwarz und erhalten mikroskopisch den Habitus mancher Trachydolerite (Seeleshof, Kreuzberg bei Bischofsheim in der Rhön, Risco blanco auf Tenerife). Bleibt der Nephelingehalt ein etwas höherer und tritt der Sanidin mehr oder weniger vollständig aus dem Gesteinsgewebe heraus, dann entwickeln sich tephritoide Facies, wie z. B. bei Klein-Priesen in Böhmen und an der Ribeira da Barca auf S. Thiago (nach Doelter). Das sind Zwischenformen nach den Tephriten hin und werden von Hibsch als tephritische Phonolithe bezeichnet. — Auch ohne Wucherung von Plagioklas entwickeln sich wohl gelegentlich basaltoide Modifikationen im Phonolith durch starkes Anwachsen von Augit in der Grundmasse, wie das z. B. Sauer vom Schlössel bei Hammer-Unterwiesenthal im Erzgebirge beschreibt. Einsprenglinge von großen Sanidinen und Nester von schwarzer Hornblende mit oder ohne Titanit, Nephelin,

Augit und Sanidin in hypiodomorphem Gefüge liegen in einer aus Augit und Sanidin nebst spärlichem Nephelin, schwarzgesäumter Hornblende und Titanit aufgebauten Grundmasse. Das wären also Ergußformen eines noch unbekannten, zwischen Foyait und Shonkinit stehenden Tiefengesteins. Durch reichliche Hauyn- und Melaniteinsprenglinge zeichnen sich die benachbarten normalen trachytoiden Phonolithe vom Kleinen Spitzberge, durch eine Mandelsteinstruktur mit fluidaler Streckung der Mandeln der amphibolreiche, mit zahlreichen Kalkeinschlüssen durchspickte, Phonolithgang im Kalkbruch bei Hammer-Unterwiesenthal aus.

In einem andern, gleichfalls durch dunkle Farben und mehr basaltoiden als trachytoiden Habitus charakterisierten Typus, für den das Hervortreten von farbigen Einsprenglingen (Diopsid oder Ägirinaugit, meistens mit Ägirinmänteln und größere, streng idiomorphe Magnetite, seltener Titanit) und das auffallende Zurücktreten oder vollständige Fehlen von Feldspat und Nephelin unter den Bildungen der intratellurischen Periode bezeichnend zu sein scheint und auf einen mehr femischen Gesteinscharakter hinweist, fehlen die Kalknatronfeldspate durchaus. Die Grundmasse besteht aus Sanidin- oder Anorthoklasleisten nebst Nephelin und einem Sodalithmineral in wechselnder Menge und reichlichem Ägirinaugit, der gern von Cossyrit begleitet wird. Dieser Typus liegt mir vom Engare Motonj, SW. vom Meru vor. Er entspricht ebenfalls als Ergußform einem bisher in der Reihe der Tiefengesteine nicht aufgefundenen Zwischengliede zwischen den Foyaiten und Shonkiniten und führt hinüber zu den plagioklasfreien Trachydoleriten, die dem Tiefengestein Shonkinit parallel stehen.

Die nephelinitoiden Phonolithe charakterisieren sich für das bloße Auge durch große Dichte, vollkommene Kompaktheit, sehr glatten und ebenen bis flachmuscheligen Bruch, fettigen Glanz bei meistens grünlicher oder bräunlicher Farbe. Sie haben die bei weitem größte Verbreitung und werden z. B. im Hegau durch die Vorkommnisse vom Mägdeberg, Hohenkrähen, Heilsberg, Hohentwiel*, im böhmischen Mittelgebirge durch Teplitzer und Brüxer Schloßberg, Mileschauer, Lobositz, Aussig, in der Lausitz durch Zittau und seine Umgebung, in der Rhön durch die Steinwand, den Stellberg und den Großen Ziegenkopf bei Klein-Sassen, Milseburg und Bubenbadstein, in Thüringen durch die Heldburg bei Gotha nach Luedecke (sollte dessen Heldburgit aus diesem Gestein vielleicht Anatas sein?), in Zentralfrankreich durch Thiézac und Gerbier de Jonc im Velay, Combarieu, Puy Cordé, Kuppe N. vom Puy Gros (nach Michel-Lévy) im Mont Dore, in England durch Wolf's

* Nach Cushing und Weinschenk wäre ein großer Teil der Hegau-Phonolithe frei von Nephelin und enthielte Nosean in zwei Generationen. Insbesondere wären nephelinfrei die Gesteine des Hohentwiel, Hohenkrähen, Plieren und des Wäldchens hinter Duchtlingen. Für die Gesteine des Hohentwiel und Hohenkrähen sind diese Angaben unrichtig, die andern Gesteine sind mir unbekannt. Nach denselben Autoren sind die großen Einsprenglinge neben Sanidin nicht Nosean, sondern Hauyn. Das ist möglich, Hornblende soll ganz fehlen; ich habe sie selbst am Hohentwiel gesammelt. Das Gestein vom Staufen soll Leucit führen; ich kann ihn nicht finden.

Rock am Landsend, auf den Canarien durch zahlreiche Fundorte auf Tenerife, Canaria und Gomera, spärliche auf den Cabo-Verde-Inseln (nach Doelter), Diego Suarez auf Madagaskar (nach Fouqué) vertreten. — Die Übergänge dieser Gruppe liegen einerseits nach den trachytoiden Phonolithen hin, andererseits nach den Nepheliniten, Nephelinbasalten und verwandten Gesteinen, mit welchen sie auf den Inseln des Grünen Vorgebirges, auf Fernando de Noronha, auf der Kerguelengruppe, in Ostafrika und an andern Orten, (Rhön, Böhmen, Hegau) direkt vergesellschaftet sind. Ihre Struktur wechselt insofern, als bei den sanidinreicheren Varietäten dieses Mineral mit Nephelin und Ägirin eine panidiomorph-körnige Grundmasse bildet, deren richtungslose Struktur auch durch kleine Mengen einer Glasbasis nicht geändert wird, während in den sanidinarmen Gesteinen das dichte Gedränge der quadratischen und hexagonalen Nephelinschnitte nach einer recht passenden Bezeichnung von Bořicky den Eindruck eines pflanzlichen Zellengewebes auf das Auge macht, was durch die äußerst zierlich zwischengeklemmten Ägirinnädelchen und Fetzen nur noch erhöht wird. Eine eigentümliche Modifikation erhält diese Struktur dadurch, daß sich die Ägirin-Individuen bald zu rundlichen, augenartigen Massen häufen, bald zu vielfach verzweigten, blumenkohl- und farnkrautähnlichen Gebilden aggregieren, bald tangential und radial um die Nepheline ordnen. Es entsteht dadurch ein sehr charakteristisches Gefüge, welches man wohl Ocellar-Struktur nennen könnte. Dieselbe findet sich in ausgeprägtester Weise auch bei den Leucitophyren. — Diese nephelinitoiden Phonolithe scheinen ganz außerordentlich zur Zeolithisierung zu neigen. Wo diese einen besonders hohen Grad erreicht und anscheinend in bestimmten Richtungen fortschritt, da wird das Gestein oft von sich kreuzenden Bändern durchzogen, welche recht ähnlich den Quetschzonen der dynamometamorphen Tiefengesteine und kristallinen Schiefer aussehen, hier aber doch wohl nur durch die mit der Zeolithisierung notwendig verbundene Volumzunahme des Gesteins bedingt sind. — Auch bei diesen Gesteinen ändert der Eintritt geringer Basismengen in die Grundmasse nichts an den beschriebenen Strukturverhältnissen. — Die feindrusige Struktur der trachytoiden Phonolithe kommt in dieser Gruppe kaum vor; dagegen entsteht durch oberflächliches Auswittern von Nephelin und Hauyn wohl eine sekundäre porose Beschaffenheit, welche indessen nur selten ins Innere der Gesteine eindringt. — Mandelsteinstruktur ist äußerst selten.

K. von Fritsch und W. Reiss beschrieben an trachytoiden und nephelinitoiden Phonolithlaven, sowie an solchen anderer (trachytischer und trachyandesitischer) Natur eine eigentümlich breccienartige, schon oben bei dem Piperno von Pianura erwähnte Struktur, welche dadurch entsteht, daß wenigstens »zweierlei durch das Gefüge unterschiedene Massenteile« in »wohl geordnet« erscheinender Verteilung das Gestein bilden; sie nennen diese Struktur eutaxitisch. Die Einsprenglinge in den beiderlei, den Gesteinen ein bald gebändertes, bald

geflammtes, bald gefleckte Aussehen verleihenden Massenteilen sind dieselben. Von den beiden Bestandmassen ist nach v. Fritsh die eine stets mikro- bis kryptokristallinisch, etwas locker und poros, von braunen, selten gelblich- bis grünlichgrauen Farben; diese überwiegt und umschließt Flasern und eckige Stücke der zweiten Bestandmasse von dunklerer Farbe, kompakter und dabei glasiger oder dichter Struktur. Danach liegt hier wesentlich eine bei allen Ergußgesteinen gelegentlich vorkommende, schlierige Verwebung von strukturell (wohl auch stofflich) etwas verschiedenen Ausbildungsformen desselben Magmas vor, worauf auch schon die genannten Autoren hinweisen. Doch glaubt Reiss genetisch zweierlei Eutaxitformen unterscheiden zu sollen, die eine bedingt durch strukturelle Differenzierung eines einheitlichen Magmas, die andere entstanden durch Einschmelzen fremder Gesteinsstücke. Gesteine der ersten Art nennt er nach dem phlegräischen Vorkommen Piperno, solche der zweiten Art nennt er Agglomeratlaven.

Eine sekundäre Strukturform liegt nach v. Fritsch und Reiss in den sogenannten »gefleckten Phonolithen« vor, bei denen dunkle Partien wie unzersetzte rückständige Teile bei einer teilweisen Auslaugung und Zersetzung des Gesteins aussehen, während die helleren Teile der auffallend ausgebleichten, mürben Verwitterungsrinde vieler Phonolithe gleichen. Solche gefleckte Phonolithe wurden mehrfach als äußere Rindenteile von Phonolithgängen und Strömen beobachtet. Sauer untersuchte zwei Vorkommnisse vom Roque del Pino und Guajara-Paß auf Tenerife und fand, daß diese sekundäre Struktur auf folgende Weise entstand. Es bildeten sich im Gestein übereinstimmend mit der Richtung der plattenförmigen Absonderung z. T. mikroskopische, z. T. große spaltenähnliche Hohlräume, auf deren Wandungen die Auslaugungsprodukte des Gesteins sich drusig in kurz prismatischen Kristallen absetzten, die wahrscheinlich dem Natrolith angehören. An den Spitzen dieser Kriställchen sitzen hie und da kleine Magnetitkristalle auf, von denen angenommen wird, sie seien bei der Kristallisation des Natroliths mit in die Höhe gehoben; — eine Annahme, die keineswegs wahrscheinlich klingt. Die Natrolithprismen sind nicht in einem einzigen Akt, sondern in zwei Stadien entstanden, wie man an einer Zonenbildung derselben bemerkt, deren Grenze durch eine feine Schicht zarten grauen Staubes markiert wird. Auf die Periode der Natrolithbildung folgt ein Absatz von Analcim, der z. T. den Rest des Hohlraums erfüllt, z. T. auch die angrenzenden Gesteinspartien durchtränkt. So weit ist der Prozeß der einer sekretionären Bildung. Dazu gesellen sich zumal an den Stellen, wo die Zeolithmasse in das Gestein verläuft, konkretionäre Kugelbildungen von sehr verschiedenen Dimensionen und wechselnder Häufigkeit. Diese Sphäroide bestehen aus radialgeordneten, dicht gedrängten Aggregaten sehr zarter, stark grau bestäubter Nädelchen und werden für eine Substanz der Chloritfamilie gehalten. Die Häufung dieser konkretionären Gebilde an den peripherischen Teilen der Zeolithsekretionen bedingte die oft recht regelmäßige sphäroidale Abgrenzung derselben gegen das Gestein.

Ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach erlauben die nephelinitoiden Phonolithe wohl nur eine weitere Gliederung nach dem Vorhandensein oder Fehlen eines Hauyn-Minerals. Da sie ziemlich ausnahmslos den Ägirin allein oder neben Diopsid als wesentlichen farbigen Gemengteil führen, so kann eine Berücksichtigung der Bisilikate keine brauchbaren Anhalte liefern. Und selbst das Fehlen oder Auftreten eines Hauyn-Minerals dürfte nur bei Lokaluntersuchungen verwertbar sein. Am eigentlichen Gesteinscharakter ändert dasselbe nichts.

Nephelinitoide Phonolithe aus den Gebieten von Dunedin in Neu-Seeland beschreibt P. Marshall von mehreren Lokalitäten. Unter den Proben von Phonolithen, die ich Herrn Professor Marshall verdanke, zeigt eine mit der Fundortangabe Blueskin eine auffallend mikrovariolitische Struktur. In einem recht feinkörnigen allotriomorphen Gemenge von Sanidin und Ägirinaugitkörnchen mit solchen von Nephelin liegen zahlreiche, z. T. dicht gedrängte Kügelchen von 0,1 bis 0,2 mm Durchmesser, die aus einem Kern von richtungslos geordneten Ägirinaugitkörnchen mit wenig Nephelin bestehen, um welchen sich eine Schale aus radialgestellten kurzen Sanidinleisten mit zwischengeklemmten Ägirinaugitblättchen legt. Um diese ordnet sich bisweilen noch ein Kranz etwas größerer, dicht gedrängter Körner von Ägirinaugit. Als mikroskopische Einsprenglinge finden sich Ägirin mit Kernen von Ägirinaugit, Sanidin und Nephelin. Kalknatronfeldspate fehlen ganz; etwas Cossyrit ist vorhanden.

G. T. Prior beschreibt nephelinitoide Phonolithe in Gesellschaft von Nepheliniten und Limburgiten von der Insel Trinidad im südlichen atlantischen Ozean. Das ist genau die gleiche Assoziation von Gesteinen, wie sie die Insel Fernando Noronha bei Pernambuco zeigt. — Demselben Forscher verdanken wir wertvolle Mitteilungen über die Phonolithe von Britisch-Ostafrika aus dem großen Graben. Ihr herrschender Feldspat ist Anorthoklas; Titanit und Nosean fehlen, der Gehalt an Katophorit, Arfvedsonit, Cossyrit, Ägirin und Ägirinaugit ist hoch. Die Einsprenglinge von Pyroxen sind blaßgrün und diese, wie die Grundmassepyroxene werden von Ägirinschalen umschlossen. Die Grundmasse ist ein feinkörniges Feldspat-Nephelingemenge mit Fetzen und Stäbchen der genannten farbigen Gemengteile. Danach haben sie einen etwas pantelleritischen Charakter und stehen den Apachiten Osann's nahe. Neben diesem herrschenden Typus kommt auch der normale Typus mit viel Titanit und Nosean im Nandi-Distrikt vor und vitrophyrische Phonolithe werden vom Kraterrand des Longonot, vom Dönjo Nyuki und von den Seen Losuguta, Suess und Nakuru beschrieben. — Auf die nahe Verwandtschaft der ostafrikanischen Phonolithe mit Azoren-Typen machte auch Gregory aufmerksam. — M. Weber beschrieb die Phonolithe von den Gilletbergen im Galla-Lande, von den Godabergen bei Abera u. a. O. in Nordostafrika. — Aus Deutsch-Ostafrika liegen mir feldspatarme nephelinitoide Phonolithe vom Emungur Remaschatj, NW vom Meru vor, die Einsprenglinge von Nephelin, spärlichem Anorthoklas, Ägirin-

augit und Magnetit, auch von vereinzelter, stark resorbierter brauner Hornblende in einer Grundmasse aus viel Nephelin und dem Ägirin nahestehenden Ägirinaugit, untergeordnetem Sanidin und etwas Cossyrit führen. Noch näher den Nepheliniten stehen die von Herrn Professor K. Uhlig am Nordabhang und am Südfuß des Oldonyo l'Engai gesammelten Proben.

In einem nephelinitoiden Phonolith vom Bull Cliff in Colorado fand sich Mosandrit in zierlichen Täfelchen als Übergemengteil.

Einen eigentümlichen Typus der nephelinitoiden Phonolithe bilden die Apachite Osann's, welche als Decke an dem Muerto Camp und als Gerölle im Limpia Creek in den Apache Mountains, Westtexas, beobachtet wurden. Es sind graue, rötlich verwitternde, mittel- bis feinkörnige, dünnplattige, fettglänzende Phonolithe mit Einsprenglingen von spärlichem Sanidin in Tafeln nach M und Nephelin, der leicht trübe weiß und rötlich verwittert und ausgewaschen wird. Der Nephelin wird von Pyroxen-Amphibolkränzen umgeben, welche die Oberfläche des Gesteins fleckig erscheinen lassen. Die farbigen Gemengteile sind hellgrauer Diopsid mit $c : c = 41^0$, älter als Ägirinaugit, Ägirin und Amphibol. Der Diopsid ist nicht scharf idiomorph, sondern korrodiert und wird von Ägirinaugit und Ägirin, seltener von Amphibol umwachsen. Er ist kompakt, enthält Glaseinschlüsse und herrscht in dem zentralen grobkörnigen Teile der Decke. Nach dem Hangenden der Decke hin werden die Mäntel von Alkalipyroxenen immer breiter und verdrängen den Diopsid nach und nach fast vollständig. Ägirinaugit und Ägirin treten in den feinerkörnigen Gesteinen der Decke selbstständig in ausgefaserten Prismen auf und sind dann poikilitisch durchwachsen von Feldspat und Nephelin. Diese werden nach außen hin immer mehr vorherrschend und der Ägirin bildet nur noch feine Zwickel zwischen ihnen und verschwindet dann förmlich in der Grundmasse, wobei er aber stets mit dem zentralen Kern parallel orientiert bleibt. — Dieselbe Erscheinung zeigen die Amphibole. Diese sind in dem gröberkörnigen zentralen Teil der Decke braun bis grünlichbraun, barkevikitisch mit a hellbraun bis gelbbraun, b dunkelbraun, z. T. mit Stich ins Grüne, c dunkelgrün bis grünbraun und $c > b > a$, wobei die Farbe oft fleckig an einem und demselben Individuum wechselt. Die Auslöschungsschiefe auf (010) ist $c : c = 15^0$. In den feinerkörnigen Abarten wird dieser Amphibol verdrängt von einem andern arfvedsonitischen mit $c : a$ bis zu 20^0 und mit a dunkelgrünblau bis reinblau, b dunkelbraungrau bis rauchgrau, c hellgelbbraun bis fast farblos; $\gamma - \alpha$ ist klein, die Bissectricen-Dispersion stark. Diese beiden Amphibole sind lappig-schwammig und jünger als die Pyroxene. — Am Limpia Creek fehlen die Amphibole und schwammig-lappiger Ainigmatit nimmt ihre Stelle neben Ägirin ein. Auch sonst kommt Ainigmatit nicht eben spärlich vor; er verwittert zu einem Gemenge von Eisenerzen und einer grüngelben, oft fasrigen Masse mit Aggregatpolarisation. — Die Grundmasse-Feldspate sind ebenfalls Tafeln nach M, ohne idiomorphe Begrenzung in der Zone der

Orthodiagonalen. Sie sind parallel und fluidal angeordnet, und erscheinen somit rundlich auf Schliffen parallel der Gesteinsplattung, schmal leistenförmig bei dazu senkrechter Schnittlage. In dem poikilitischen Gemenge aus Ägirin, Arfvedsonit und Ainigmatit erscheinen sie in der ersten Lage ebenso rundlich, in der zweiten scheinen sie stromartig durch diese hindurchzufließen. Sie erweisen sich senkrecht zu ihrer Längsrichtung mit Albitlamellen mikroperthitisch durchwachsen. Wittert der Albit aus, so füllen sich die Kanäle, die er parallel zur Trace eines Orthodoma hinterläßt mit Verwitterungsprodukten (Muerto Spring). — Neben den spärlichen Sanidin-Einsprenglingen finden sich größere Feldspate mit undulöser Auslöschung, was auf reichliche Beimengung von Na-Feldspat zurückgeführt wird (Kryptoperthit). Der Nephelin ist idiomorph und umschließt viel Grundmasse-Feldspate, auch im Zentrum. — Eine farblose Basis ist nur spärlich vorhanden. — Die Selbständigkeit des Apachit-Typus gründet Osann auf den Reichtum an jüngeren Amphibolmineralien, auf die mikroperthitische Natur des Feldspates und die Anwesenheit des Ainigmatits.

Über die glasigen Formen der trachytoiden und nephelinitoiden Phonolithe, über Phonolithvitrophyre oder Hyalophonolithe wissen wir wenig. Die leichte Kristallisation der verhältnismäßig basischen und alkalireichen Magmen steht einer vitrophyren Erstarrung offenbar hindernd entgegen. So kennt man Hyalophonolithe als Krusten von Phonolithlaven auf den canarischen Inseln durch v. Fritsch und Reiss, ohne jedoch genauere mikroskopische Beschreibungen davon zu haben. In einem eutaxitischen Phonolith von der Fortaleza de Tigaiga auf Tenerife, dessen geologische Beschreibung die genannten Autoren (l. c. S. 158) geben, sind die dichten Schlieren ein mit cumulitischen und kristallitischen Gebilden derart erfülltes Glas, daß dasselbe ein fast mikrofelsitisches Aussehen gewinnt. Erkennbar sind trichitische und mikrolithische Sanidine und Ägirine, sowie einzelne Sanidin- und Hauyneinsprenglinge. Nephelin ist auffallenderweise nicht nachweisbar. Man wird versucht nach Analogie der von Fouqué und Michel-Lévy an künstlichen Darstellungen gemachten Erfahrungen einen Teil der fasrigen, chalcedonähnlichen Kristallitaggregate für Nephelin zu halten. — Laube beschreibt (N. J. 1877. 185) einen Phonolithpechstein vom Schmiedeberger Schloß bei Weipert im Erzgebirge, in dessen mit Trichiten und Kristalliten erfüllter brauner Basis neben Sanidin und Magnetit auch Nephelin ausgeschieden sein soll. Das Gestein enthält keinen Nephelin, sondern Quarz.

Gruppe der Leucitphonolithe.

Die Reihe der Leucitphonolithe wurde durch G. vom Rath's unermüdlichen Forschereifer zunächst aus Mittelitalien, aus dem latinischen Eruptivgebiet, bekannt. So findet sich unter den Gesteinen der Umgebung des Sees von Bracciano nördlich von Rom der normale Typus

dieser Reihe in naher geologischer Beziehung zu trachytischen und liparitischen Felsarten einerseits, zu Leucititen und Leucittephriten andererseits. Ferner gehört hierher das Gestein aus dem ciminischen Gebirge, welches vom Rath als Trachyt beschreibt und von welchem er angibt, daß es in einer dichten bis körnigen Grundmasse Sanidin, Augit, Magnetit, Titanit, Hauyn und akzessorisch Leucit enthalte. Ebenso muß man nach der hier adoptierten Nomenklatur den Leucit-Trachyt von Viterbo (vergl. jedoch S. 904) desselben Forschers zu dem Leucitphonolith stellen. Das Gestein enthält Kristalle von Sanidin, Leucit, Augit, Glimmer, Magnetit und Titanit in einer Grundmasse von Sanidin, etwas Plagioklas, Augit, Magnetit und einem spärlichen Magma, d. h. amorpher Basis. Man sieht, daß alle die Varianten der Nephelinphonolithe sich hier wiederholen; bald ist eine strukturlose Basis vorhanden, bald fehlt sie; das relative Mengenverhältnis von Sanidin und Leucit schwankt derart, daß das letztere Mineral bald als wesentlich, bald nur als akzessorisch angegeben wird; unter den Bisilikaten wird allenthalben der Augit genannt; Plagioklas ist nur spärlich vorhanden, Titanit fast ausnahmslos. Auch der Hauyn wird genannt, wenn auch nur in einem der zitierten Vorkommnisse. — Hierher würden wohl auch richtiger die oben S. 930—931 als Leucittrachyte beschriebenen Gesteine des Roccamonfina-Gebiets gehören.

Bucca unterscheidet am Bolsener See: 1. Leucittrachyte mit Leucit in zwei Generationen, 2. Leucittrachyte in Übergang zu Leucitophyr mit nur spärlichem Leucit der Effusionsperiode, reichlicherem der ersten Generation, und 3. Leucitophyre ohne älteren und mit reichlichem jüngerem Leucit. — Ich bezeichne seine Leucittrachyte als Leucitphonolithe. Sie haben trachytischen Charakter mit Einsprenglingen von Sanidin, Leucit, Biotit, Augit und Magnetit. Der Sanidin ist korrodiert, aber während der Effusionsperiode wieder mit einem sehr wasserhellen Saum von Feldspatsubstanz umwachsen, welcher den oft recht großen Sanidinen der Grundmasse vollständig fehlt. Der Biotit ist reichlich vorhanden, der Pyroxen scheint nach Bucca's Beschreibung Ägirinaugit zu sein. Die Grundmasse besteht aus Sanidinleistchen, etwas Augit, Magnetit, Leucit und Biotit (heller als der Einsprenglingsbiotit) und einer z. T. entglasten Basis. Hierher gehören die Gesteine von Bagnorea, Monte Panaro bei Bagnorea, Umgebung von Acquapendente (mit Plagioklas, blauem Hauyn und radialstrahligen Pseudomorphosen von Feldspat nach Leucit, die bisweilen noch Leucitreste enthalten; der Hauyn erscheint umschlossen von Leucit und Pyroxen), Monte della Pieve, Casal Collina, Latera, Gradoli, Casal Sconfitta. Bucca's Leucitophyre würde ich leucititische Leucitphonolithe nennen; er beschreibt sie von Latera, Valentano und Piano de Repe. — C. Klein beschreibt ein Vorkommen von Gradoli als Leucitophyr.

Nur in losen Stücken, nicht in anstehendem Gestein kennen wir Leucitphonolithe aus den Tuffen der phlegräischen Felder bei Neapel und auf den Inseln Procida und Vivara durch die Beschreibungen

von J. Roth, der diese Vorkommnisse leucitführende Sanidintrachyte nennt.

H. S. Washington hat in seiner letzten, oben zitierten Arbeit eine durch sorgfältige Analysen wertvolle Studie der mittelitalienischen Eruptivgesteine die Leucitphonolithe in eine Anzahl von Typen zerlegt, denen allen, soweit sie auch hier zu dieser Gesteinsfamilie gerechnet werden können, der konstante, auch von den früheren Forschern mehrfach betonte Gehalt an einem Kalknatronfeldspat (nach Washington Labradorit Ab_1An_2) eigen ist. Durch diesen stellen sich die italienischen Leucittrachyte in eine Parallele zu den plagioklasreichen Trachyten des Drachenfels-Typus und zu den plagioklasreichen Phonolithen des böhmischen Mittelgebirges. Der Gehalt an diesem Feldspat steigt von 11% in dem Typus Viterbo der Leucitphonolithe bei 41% Natronfeldspat Or_8Ab_7 und 36% Leucit auf 16% im Typus Bagnorea neben 48% Natronorthoklas Or_3Ab_4 und 17% Leucit. Mit steigendem Gehalt an Kalknatronfeldspat und sinkendem Leucit steigt in denselben Typen der Gehalt an Pyroxen von 7% auf 10%, der an Biotit von 2% auf 4%. Der in der Umgebung des Sees von Vico südlich von Viterbo verbreitete Typus Viterbo ist reich an Leuciteinsprenglingen, während dieses Mineral in der Grundmasse oft fehlt. Die Einsprenglinge von Orthoklas und Labradorit, sowie von Pyroxen treten zurück. — Der Typus Pallanzana, der nur im Gebiete der Ciminischen Berge vorkommt, hat reichliche Einsprenglinge von Orthoklas und etwa halb so viel von Labradorit, spärliche von Leucit, Pyroxen und Biotit in trachytoider, leucitführender Grundmasse. Hieher gehört auch der von Giu. Mercalli eingehend beschriebene »Petrisco«. — Der im Gebiet des Bolsener Sees auftretende Typus Paglia ist ausgesprochen porphyrisch durch große, aber nicht zahlreiche Leucite, Orthoklas und Labradorit in dicken Tafeln, spärliche und kleine Pyroxene in dichter grauer Grundmasse aus herrschenden Körnern von Orthoklas und Leucit nebt Labradorit, Diopsid und Magnetit. — Der Typus Bagnorea hat nur spärliche und kleine Einsprenglinge derselben Mineralien in lichtgrauer Grundmasse aus Orthoklas, Leucit, wenig Labradorit, Pyroxen, Biotit und etwas Olivin. So stellen diese Typen eine Reihe dar, die mit ihrem sauersten Pol sich anschließt an den trachytischen Arso-Typus, der ja auch schon Leucit als Übergemengteil führt und hinüberführt zu trachydoleritischen und leucittephritischen Formen, denen ich schon Washingtons Typus Teano von der Rocca Monfina mit 30% Orthoklas Or_2Ab_1, 24,5% Labradorit Ab_1An_2, 0,9% Nephelin, 15,7% Leucit, 18,3% Pyroxen, 2,3% Biotit, 5,3% Magnetit und 1% Apatit zurechne.

Dieser Auffassung entspricht auch Mercalli's Gliederung der Eruptivbildungen des Lago de Vico in 1. leucitfreie Sanidinite und Augittrachyte, 2. nur in der Grundmasse leucitführende Trachyte, die in Leucittephrite übergehen, 3. Petrisco der Gegend von Viterbo, der nur Leucit als Einsprengling enthält, 4. Leucittephrite mit Leucit als Einsprenglinge und in der Grundmasse. Eine ausführliche geologische

Studie über die Beziehungen dieser Gesteine zueinander und zu den mit ihnen vergesellschafteten saureren Gesteinsformen der Gebiete um die Seen von Bracciano, Bolsena und Vico wäre in hohem Grade erwünscht.

Daß die Leucitphonolithe auch in anderen Provinzen der Alkalimagmen auftreten, beweisen die Angaben von A. Lacroix über ein Vorkommen im Bezavona-Massiv des nordwestlichen Madagaskar mit Einsprenglingen von Leucit, Barkevikit und etwas Pyroxen in schwarzer, grünlich verwitternder Grundmasse und von H. Bücking über ein durch Sanidin, gänzlich kaolinisierten Leucit, und spärlichen Biotit porphyrisches Gestein von Tandjang Mulo an der Mandarküste in Celebes, dessen Grundmasse sich aus kaolinisiertem Leucit, Sanidinleistchen, Biotitblättchen, Ägirinaugitkriställchen und Magnetitoktaedern aufbaut. Tuffe dieses Gesteins treten an mehreren Punkten der genannten Küste auf. — J. E. Spurr beschreibt als Augit-Leucit-Phonolith einen von Tuffen begleiteten Erguß in der zum Jura gestellten Skwentna-Series am Hayes River in Alaska. Die Struktur ist trachytisch fluidal; als Einsprenglinge erscheinen unregelmäßig begrenzte Sanidine, blasser und wohl uralitischer Amphibol und hellfarbiger Pyroxen, sowie etwas Plagioklas, der als Andesin-Oligoklas bestimmt wurde. Die Grundmasse wird »isotrop, semiopak oder bisweilen mikrofelsitisch« genannt und enthält many tiny colorless isotropic hexagonally-outlined crystals probably of leucite. Die Bestimmung des Gesteins scheint einer Revision zu bedürfen. Man wird durch dieses Vorkommen lebhaft an den Blairmorit und die Blairmorittuffe aus der Kreide von British Columbia erinnert, die auf S. 950 besprochen wurden. — Wollte man die Gesteine lediglich nach dem qualitativen Mineralbestande klassifizieren, so würde man auch den Orendit der Leucite Hills in Wyoning zu den Leucitphonolithen stellen können, der in diesem Buche bei den Ergußgesteinen von lamprophyrischem Charakter eingereiht wurde und einen mehr theralitischen als foyaitischen Charakter besitzt.

Gruppe der Leucitophyre.

Die **Leucitophyre** bilden ebenfalls nur eine kleine, bisher aus dem niederrheinischen Vulkangebiet, aus dem Kaiserstuhl und aus dem Erzgebirge bekannte Reihe. Die Vorkommnisse von der Ruine Olbrück, vom Perlerkopf, von Hannebach, Engeln und Rieden, sowie von dem Eichberge bei Rothweil im Kaiserstuhl, dessen Leucit zu Analcim pseudomorphosiert ist, bilden die typischen Vertreter, während das nur in der Grundmasse leucitführende, durch seinen Ittnerit und Skolopsit bekannte Gestein vom Steinriesenweg bei Oberbergen im Kaiserstuhl das Bindeglied nach den eigentlichen Phonolithen hin bildet. Zu der maßgebenden Einsprenglingskombination Sanidin-Leucit-Nephelin gesellt sich allenthalben Hauyn und Titanit, fast allenthalben Melanit. Wo Pyroxeneinsprenglinge vorkommen, gehören sie den alkalireichen pleochroitischen Augiten an. In der Grundmasse herrschen Nephelin und Leucit.

Sanidin tritt meistens stark zurück, Ägirin umsäumt gern die Nepheline und Leucite und gibt der richtungslosen Struktur einen oft sehr prägnanten Ocellarhabitus. Akzessorisch ist Biotit mit Rubellan-ähnlichem Charakter gelegentlich vorhanden. Die Grundmasse ist meistens holokristallin und panidiomorph, doch kommen gelegentlich, zumal bei Hannebach deutlich, kleine Mengen einer gelblichen Glasbasis zur Wahrnehmung. — Die nächsten verwandtschaftlichen Beziehungen dieser Gesteine liegen nach den Leucittephriten und Leucititen hin, mit denen sie auch z. B. am Kaiserstuhl und im Erzgebirge geologisch assoziiert sind. Mineralogisch gibt sich das durch einen oft nicht unbeträchtlichen Gehalt (Perlerkopf) an mikroskopischen braunen Oktaëdern kund, welche ich für Perowskit halte.

Zu den Leucitophyren gehört nach Deecke auch ein Gang bei Le Braidi unfern Melfi am Monte Vulture; das Gestein führt akzessorisch Melanit.

Chrustschoff beschreibt einen aphanitischen Leucitophyr von paläozoischem Alter aus der Steinigen Tunguska in Sibirien. Seine Darstellung gemahnt lebhaft an Leucittinguaite.

Daß wir in den phonolithischen Gesteinen die Äquivalente der Elaeolithsyenite zu sehen haben, wurde bereits in der ersten Auflage dieses Buches (1877) ausgesprochen und erwiesen. Das ist auch der Grund, warum diese Gesteine so oft Einschlüsse von Elaeolithsyenit führen, und das ist in trefflicher Weise dadurch erhärtet, daß wir seit jener Zeit nach und nach fast alle Typen der phonolithischen Gesteine in der Elaeolithsyenitfamilie aufgefunden haben. Die Tiefen-, Gang- und Ergußbildungen der foyaitischen Magmen (H. R., Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine, T. M. P. M. 1889. XI. 145) sind heute vollständiger nachgewiesen und bekannt, als diejenigen der granitodioritischen Magmen. — Die eigentlichen Phonolithe stellen in der trachytoiden Untergruppe, die denn auch, wie oben gezeigt, unmerklich in die phonolithoiden Trachyte (Sodalithtrachyte und sogen. Akmittrachyte) verläuft, die Effusivform der sich unmittelbar an die Pulaskite anschließenden feldspatreichen Elaeolithsyenite dar. — Die nephelinitoiden Phonolithe entsprechen den elaeolithreichen Typen der foyaitischen Tiefengesteine, die Leucitphonolithe und Leucitophyre den Leucitsyeniten. Wie innerhalb dieser sich ein auffallend Ca-reiches Teilmagma abspaltet und die noch wenig bekannten Borolanite liefert, so begegnen wir in den Leucitophyren der Gruppe der sogen. »Noseanmelanitgesteine« des Perlerkopfes. — Dieselben Alkalipyroxene und Alkaliamphibole liefern die gleichen Untergruppen in den Tiefen-, Gang- und Ergußformen dieser foyaitischen Magmen und Osann's Apachit schließt in erwünschter Weise sich den früher bekannten Typen an und liefert die Verbindung nach den Pantelleriten hin. — Die gleichen Ti- und Zr-reichen Mineralien treten in den Tiefen-, Gang- und Ergußformen auf und Blumrich hat ihre Zahl um ein interessantes Glied aus den Phonolithen vermehrt.

Nur die cancrinit- und katapleiithaltigen Glieder der Elaeolithsyenitfamilie fehlen noch unter den phonolithischen Gesteinen. Mögen auch sie bald entdeckt werden!

Kontaktmetamorphosen am Phonolith.

Termier beobachtete, daß in den oligocänen Tonen bei St. Pierre-Eynac im Velay in der Phonolithnähe sich in Menge Opal gebildet hat, besonders um Quarz- und Feldspatkörner. — An einem Phonolithgange ist das Eruptivgestein beladen mit Einschlüssen des Tons, in denen an einer Stelle der Quarz verschwunden, das Gestein porös geworden ist und aus Ton, Serpentin und Opal mit Kristallen von Pleonast, farblosem Augit und Hornblende als akzessorischen Neubildungen besteht. — Mergel haben sich z. T. mit Feldspat gefüllt.

Im Kaiserstuhl sind oligocäne Schiefer nach Graeff im Phonolith mehrfach zu einer Art Porzellanjaspis verändert, besonders gut aufgeschlossen im hintersten Rippachtal bei Eichstetten.

In den Steinbrüchen oberhalb des Dorfes Oberschaffhausen am Kaiserstuhl trifft man im Phonolith wallnuß- bis kopfgroße Einschlüsse von körnigem Kalk, den man in allen Übergängen von dem unveränderten Gestein bis zu einem, oft mit Zeolith getränkten und von Zeolithadern durchzogenen Wollastonitfels oder Granatfels oder einem Gemenge von Wollastonit und Granat verfolgen kann, bei welchem der Wollastonit gern peripherisch, der Granat zentral liegt. Knop (Kaiserstuhl, S. 244), der die Erscheinung allerdings anders deutet, sagt l. c. von einem solchen, wollastonitfreien Einschluß: »Ein Stück davon in Salzsäure gelegt, braust lebhaft auf und legt die glasigen Kristalle bloß, während der Zeolith stark gelatiniert. Nach vollständiger Zersetzung des letzteren läßt sich der dunkle Rückstand zwischen den Fingern zu einem Sande zerreiben. Dieser zeigt unter dem Mikroskop eine merkwürdige Erscheinung, die auch lebhaft im Feinschliff hervortritt . . . Er läßt die oben genannten Mineralien, wie es scheint, mit nur wenig Sanidin noch gemengt, erkennen. Die glasigen Kristalle aber sind scharf umgrenzt und von hexagonalen, quadratischen und dreiseitigen Schnitten, wie sie dem Rhombendodekaëder zukommen. Die bei weitem meisten dieser Kristalle haben einen braunen Kern, der aber sehr zerstört und verdrückt aussieht, umgeben von einem gelbbraunen bis bräunlichgelben, welcher ebenfalls eine stark magmatisch zerfressene und zersprengte Physiognomie aufweist. Die so beschaffenen Kerne sind dann von einer absolut farblosen Substanz umgeben und schließen das Rhombendodekaëder kristallographisch korrekt ab. Manche dieser Kristalle haben nur einen kleinen dunklen Kern im Zentrum, umschlossen von der farblosen Substanz; man erkennt leicht, daß die dunklen braunen und die helleren gelben dem Melanit angehören, denn häufig hat er noch Reste von der ihm eigentümlichen Zonarstruktur bewahrt . . . Wenn die farblose Hülle vorherrscht, so sieht man einen

braunen Kern, darin eine Pupille, welche der Erscheinung eine Ähnlichkeit mit Vogelaugen gibt. (Man könnte diesem Vorkommen den Namen Ornithophthalm geben.)«

Knop's Beschreibung erinnert auffällig an die Angaben von E. Cornu über Einschlüsse des oberturonen Cuvieri-Mergels im Phonolith des Marienberges bei Aussig. Wo diese Einschlüsse in den randlichen Teilen des Phonolith-Lakkolithen auftreten, bestehen sie wesentlich aus Wollastonitmikrolithen und einem tonerdereichen Glase, während sie in den zentralen Teilen der Phonolithmasse sich aus einem kristallinen Gemenge aus viel Calcit, Apophyllit, Natrolith und sehr zahlreichen winzigen Granaten aufbauen. Die Zeolithe fehlen bisweilen, so daß der Mergel zu einem stark mit Granatkriställchen durchwachsenen körnigen Kalk umgewandelt wurde. Die Granatkriställchen haben grüne Farbe, zeigen die Form des Rhombendodekaëders und gehören nach der Analyse zum Ti-reichen Melanit. Sehr häufig sind sie von einer farblosen Hülle umgeben, deren äußere Begrenzung aber nicht von den Flächen des Rhombendodekaëders, sondern von denen des Oktaëders geliefert wird, wobei jedoch (110) des Melanits und (111) der farblosen Schale parallele Verwachsung zeigen. Diese äußere farblose Hülle erwies sich bei genauer Untersuchung aber nicht, wie Cornu zunächst vermutet hatte, als Kalktongranat, sondern als ein neues Mineral, welchem er den Namen Hibschit gab. Der Hibschit hat die Formel $H_4CaAl_2Si_2O_{10}$, worin ein Teil des CaO durch MgO vertreten sein kann und ist also dimorph mit dem Lawsonit und chemisch analog mit dem Karpholith $H_4MnAl_2Si_2O_{10}$ aus den Greisen zusammengesetzt. Der Hibschit ist regulär und isotrop, zeigt aber öfter die optischen Anomalien, wie der Granat bei oktaëdrischem Typus, besitzt keine Spur von Spaltbarkeit, H = 6, sp. G. = 3,05, n = 1,67, ist unschmelzbar vor dem Lötrohr und wird leicht von Mineralsäuren und Essigsäure zersetzt, wobei die Kieselsäure in der Form der Kristalle zurückbleibt. Er gibt Wasser im Kölbchen, die Tonerde-Reaktion mit Kobaltsolution und das Kieselskelett in der Phosphorsalzperle. Das ungeglühte Pulver reagiert sauer, das geglühte alkalisch auf Lakmuspapier. Ob die farblose Schale von Knop's Ornithophthalm ident ist mit dem Hibschit, wie man vermuten möchte, wird eine genauere Untersuchung zu ergeben haben. Cornu wies nach, daß ähnliche Einschlüsse in dem Basalt von Aubenas im Vivarais, die A. Lacroix (Les enclaves des roches volcaniques. Mâcon. 1893, pg. 194) beschrieb, tatsächlich mit dem Marienberger Vorkommen identisch sind.

Graeff beschreibt Einschlüsse von Granitit im Phonolith der Endhalde am Kaiserstuhl, deren Glimmer durch ein Gemenge von Magnetit, Spinell und Sillimanit ersetzt wurde, und solche von Gneiß von der Endhalde und von Oberschaffhausen, sowie den Ornithophthalm Knop's und Einschlüsse von Elaeolithsyenit, der statt des gewöhnlichen Sodalith Hauyn führt.

Tuffe der phonolithischen Gesteine

haben bisher bei mikroskopischen Untersuchungen wenig Beachtung gefunden. Die Angaben von ANGER (T. M. M. 1875. 172) über Trasse des Brohltales und des Ries bedürfen offenbar einer Revision. Er hält dieselben für Tuffe von Leucitophyren. Es gelang mir nicht, die von ihm in dem erstgenannten Vorkommen erwähnten Leucite aufzufinden. Der mineralogische Bestand der mir zu Gebote stehenden Handstücke weist auf normale Trachyte oder Sanidin-reiche Andesite in Tuffform hin. Grauwacke- und Tonschieferschülferchen, Fragmente von Titanit, braunem Amphibol und grünem Augit, sowie von Plagioklas und Sanidin bilden mit eckigen Lapilli eines gelben Glases, in welchem gelegentlich violette Augitmikrolithe liegen, den Hauptbestand. Sie liegen in einem farblosen, anscheinend amorphen Cäment, in welches unbestimmbare, graue und trübe Körnchen eingestreut sind, die in die Cämentsubstanz selbst verfließen. — Auch K. BUSZ und K. VÖLZING kommen zu dem Resultat, daß der Traß ein Trachyttuff ist. — Letzterer gibt den Feldspat als häufigstes und größtes Mineral in den Bimssteinbrocken des Trasses im Brohltal an, daneben fand er Hornblende, gemeinen Augit, Ägirinaugit, Apatit, Biotit, Hauyn bezw. Nosean und Magnetit, sowie strahlig und büschlig geordnete Mikrolithe von Feldspat und Pyroxennädelchen. Kleine Partien eines klaren Glases in den Bimssteinen sind gern erfüllt mit büscheligen Feldspatmikrolithen und feinen Nädelchen von Ägirinaugit. Die verbindende Zwischenmasse zwischen den Bimssteinbrocken unterscheidet sich von diesen nur durch die Korngröße; es sind kleinste Splitter von Bimssteinglas. Die Feldspate bestimmte VÖLZING als Natronorthoklas und Anorthoklas. Der Augit hat $c:c = 53^0$ etwa und ist durch Pleochroismus und Sanduhrstruktur vielfach als alkalihaltig und titanhaltig zu erkennen. Hauyn und Nosean sind häufig, Titanit nicht selten, Zirkon als Einschluß in den andern Gemengteilen gelegentlich beobachtet, Leucit wurde als ursprünglicher Gemengteil nirgends gefunden. — Die Einschlüsse im Traß sind z. T. gleichen Ursprungs mit diesem und bestehen aus bald hellen, bald trüben, grauen, braunen oder grünen Bimssteingläsern und Bimssteintrachyten. Von fremden Gesteinen finden sich Fragmente von Tonschiefern, sericitischen Schiefern, Sandsteinen, Grauwacken, Quarziten, Leucitbasalten und Plagioklasgesteinen.

Nach K. BUSZ werden die Leucitophyre von Olbrück, Engeln, Hannebach, Weibern, Rieden und Nädernthal von Tuffen begleitet, welche dieselben Mineralien führen, wie diese Gesteine, und daneben leucitreiche Bimssteinbröckchen enthalten. Der Teig dieser Tuffe besteht vorwiegend aus Glas. Bemerkenswert ist es, daß an der Weichley eine aus Sanidin und Nosean (teils ist dieser allotriomorph, wie er auch in den Laacher See-Trachyten auftritt) nebst Melanit, Biotit, Augit und Titanit bestehende Masse beschrieben wird, welche BUSZ zu den Leucitophyren als eine Art Konkretion in denselben stellt.

Den Grund zur Abscheidung dieser Massen von den Laacher See-Trachyten sieht Busz in dem Fehlen der Hornblende. — Zu den Leucitophyrtuffen gehören auch die Gesteine der Steinbrüche von Bell und vom Forstberge, östlich von Bell.

Der Tuff des Gänsehals bei Rieden besteht aus erbsengroßen Bimssteinstückchen, etwas größeren Stückchen von devonischem Schiefer, Quarzkörnern und Kristallen von Leucit. Der Bimsstein enthält Unmassen von meist scharf idiomorphen Leucitkristallen in einem farblosen Glase mit Augit, Magnetit, Titanit, Nephelin und Nosean. Die lichtbraune Masse, in welcher die Bimssteinstücke liegen, wird zum großen Teil aus zertrümmertem Bimssteinmaterial und Fragmenten der genannten Mineralien zusammengesetzt.

Die Bildung der Hauptmasse der Leucitophyrtuffe und also wohl auch der Leucitophyre fällt nach Busz vor die Ablagerung des Löß, das Ende ihrer Bildung noch in die Zeit der Lößablagerung, denn sie liegen z. T. auf Löß. — Die Laacher See-Trachyttuffe sind ihrer Hauptmasse nach jünger als der Löß, den sie überlagern. Die Basalte sind älter, denn die Leucitophyrtuffe liegen auf Basalttuffen.

Föhr und ebenso Penck (Z. D. G. G. 1879. XXXI. 543) machten einige Mitteilungen über Phonolithtuffe des Hegau. — Sauer beschrieb die eigentümlichen, aus Fragmenten der verschiedenen hier vorkommenden Gesteine nebst solchen ihrer Gemengteile bestehenden Tuffe des Oberwiesenthaler Eruptivstocks. Das bald spärliche, bald reichliche Cäment hat die Eigenschaften eines homogenen, graugrünen Tonsteins. Der Verf. schließt aus dem Bestande und der Lagerung auf eine Bildung durch Schlammeruptionen.

Die Phonolithtuffe des Velay (cinérites) bestehen nach Boule aus Bruchstücken alter Gesteine und aus Phonolithfragmenten, die von einer blasigen Glasbasis verkittet werden, in der eine gelbe Substanz optisch positive Sphärolithe bildet. Dazu gesellen sich die Phonolithmineralien in losen Kristallen und Splittern solcher. Die Phonolithbröckchen sind sehr glasreich und enthalten nie Pyroxen, sondern nur Mikrolithe von Sanidin, fadenförmigem Plagioklas und schwarzem Biotit.

Unter den Auswürflingen der Phonolithe des Velay fand Lacroix Elaeolithsyenit, wie das ja auch auf den Canarien, im Hegau usw. der Fall ist.

Renard beschreibt ein vulkanisches Konglomerat von großer Verbreitung auf der Insel Nightingale, dessen Cäment wesentlich aus Phonolithmaterial besteht. Nephelin in Kristallen und Körnern, Augitmikrolithe von bräunlicher Farbe und Sanidin bilden eine deutlich fluidale Grundmasse, in welcher mikroskopische Einsprenglinge von Plagioklas und brauner Hornblende, Magnetit, Biotit und Titanit liegen. Der Plagioklas ist stark korrodiert, die Hornblende hat einen deutlichen Augit-Eisenerz-Rand. In dieser Phonolithmasse liegen Bruchstücke fremder Gesteine, aus deren Anwesenheit Verf. auf die Tuffnatur des Phonolithmaterials schließt. Schwer verständlich ist dabei die fluidale Struktur.

Die Familie der Dacite und Quarzporphyrite.

Literatur.

Ludw. v. Ammon, Petrographische und paläontologische Bemerkungen über einige kaukasische Gesteine. Aus: C. Merzbacher. Aus den Hochregionen des Kaukasus. Bd. II. Leipzig 1901.

Geo. F. Becker, Reconnaissance of the gold fields of southern Alaska, with some notes on general geology. U. S. geol. Survey, 18. Annual Report, part III. 1. Washington 1898.

H. Behrens, Die Gesteine der Vulkane von Java. Verhdl. kon. Akad. Amsterdam. XXIII. 1882.

M. Belowsky, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Berlin 1892.

Alf. Bergeat, Zur Kenntnis der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. Z. D. G. G. 1894. XLVI. 131.

— Die äolischen Inseln (Stromboli, Panaria, Salina, Lipari, Vulcano, Filicudi und Alicudi) geologisch beschrieben. München 1899. Abhandl. d. kön. bayr. Akad. d. Wiss. II. Kl. XX. Bd. 1. Abt.

W. Bergt, Die älteren Massengesteine, kristallinen Schiefer und Sedimente. In W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Südamerika. Geologische Studien in der Republik Colombia. II. Berlin 1899.

S. Bertolio, Sur le massif volcanique de Siliqua (Sardaigne méridionale). Bull. Soc. géol. Fr. 1895. (3.) XXIII. 437.

H. Bücking, Quarzporphyrit von der Kernbachswand, in H. Spranck, Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. Marburg 1878.

— Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlungen des geol. Reichsmuseums in Leiden (1.) VII. 27. Leiden 1902.

— Zur Geologie von Nord- und Ost-Sumatra. Ibid. Serie 1. Bd. VIII. 1. Leiden 1904.

J. Budai, Zur Petrographie der südlichen Hargitta. F. K. 1881. XI. 296—303.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas eruptivas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bol. de la Com. del mapa geol. d'España. IX. 1882.

Al. Cathrein, Beiträge zur Petrographie Tirols. N. J. 1887. I. 157.

— Über Uralitporphyr von Pergine. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. 1887. 215.

Ch. W. Cross, Petrography of the Leadville Region. Monograph XII. U. S. geol. Survey. Washington 1887.

J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.

A. Dannenberg, Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer. T. M. P. M. 1900. XIX. 218. 257. — 1904. XXIII. 1.

J. S. Diller and Hor. B. Patton, The geology and petrography of Crater Lake National Park. U. S. geol. Survey. Professional Paper No. 3. Washington 1902.

C. Doelter, Zur Kenntnis der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn. T. M. M. 1878. 51—106.

— Über das Vorkommen von Propylit und Andesit in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1879. II. 1—17.

L. Duparc et F. Pearce, Note sur la composition des zones d'accroissement concentriques de certains plagioclases. Arch. des sc. phys. et nat. (4.) VIII. 1899.

L. Duparc et F. Pearce, Sur les plagioliparites du Cap Marsa (Algérie). C. R. 2 janvier 1900.
— — Les roches éruptives des environs de Ménerville (Algérie). Etude géologique par Et. Ritter. Mémoires de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève. 1900. XXXIII. No. 2.
L. Duparc et E. Ritter, Sur les roches éruptives du Cap Blanc (Algérie). C. R. 29 mai 1899.
N. W. Easton, Geologisch onderzoek van den omtrek der Brandwijnsbaai. Jaarb. van het Mijnw. in Ned. Oost-Indië. 1889. XVIII. 1.
E. Ehlich, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Atacatzo bis zum Iliniza. Berlin 1893.
— Die vulkanischen Gebirge der Ost-Cordillere vom Pamba-Marca bis zum Antisana. In W. Reiss, Ecuador 1870—1874. Berlin 1901. Heft I.
Ernst Esch, Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere, die Berge des Ibarra-Beckens und der Cayambe. Berlin 1896.
J. Felix und H. Lenk, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. II. Teil. Leipzig 1898.
Geo. J. Finlay, Geology of the San Pedro District, San Luis Potosi, Mexico. The School of Mines Quarterly XXV. 60. 1903.
— The geology of the San José District, Tamaulipas, Mexico. Annals New York Acad. of Sc. XIV. 247. 1904.
H. von Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1880. II. 449.
F. Fouqué, Contribution à l'étude des feldspats des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 283.
H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda 1875.
J. W. Gregory, The geology of Mount Macedon, Victoria. Proc. Roy. Soc. Victoria. XIV. (New Series), part 3. 185.
C. W. Gümbel, Die Pflanzenreste-führenden Schichten von Recoaro. S. M. A. 1879.
— Das Gebirge von Lugano. Ibidem 1880. IV. 569.
A. Hague, Abstract of report on the geology of Eureka District, Nevada. Washington 1883.
— The geology of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey. Monographs XX. Washington 1892.
A. Hague and J. P. Iddings, Note on the Volcanoes of Northern California, Oregon and Washington Territories. Amer. Journ. 1883. Sept. XXVI. 222—235.
— — Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Ibid. 1884. XXVII. No. 162.
— — On the development of crystallisation in the igneous rocks of Washoe, Nevada, with notes on the geology of the district. U. S. geol. Survey. Bull. No. 17. Washington 1885.
— — Notes on the volcanic rocks of the Republic of Salvador. Amer. Journ. 1886. XXXII. No. 182. 26—30.
T. Harada, Das Luganer Eruptivgebiet. N. J. B.-B. II. 1. 1882.
J. Hazard, Erläuterungen zu der Sektion Löbau-Reichenbach der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1889.
A. Hettner und G. Linck, Beiträge zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Z. D. G. G. 1888. XL. 205.
W. H. Hobbs, Volcanite, an anorthoclase augite rock chemically like the dacites. Bull. Geol. Soc. Am. 1893. V. 594.
— Über den Volcanit, ein Anorthoklas-Augitgestein von der chemischen Zusammensetzung der Dacite. Z. D. G. G. 1893. XLV. 578.
C. Höpfner, Über das Gestein des Monte Tajumbina. N. J. 1880. II. 169.
E. Hussak, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.
— Eruptivgesteine von Schemnitz. N. J. 1880. I. 287.
W. Maynard Hutchings, Petrological notes on some Lake district rocks. Geol. Mag. 1891. (3.) VIII. 536.

F. W. Hutton, On the rocks of the Hauraki goldfield. Proceed. Austral. Assoc. f. the adv. of sc. 1888. 245.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1882.

J. P. Iddings, The mineral composition and geological occurrence of certain igneous rocks in the Yellowstone National Park. Bull. philos. Soc. Washington 1890. XI. 191—220.

— Microscopical petrography of the eruptive rocks of the Eureka District, Nevada. Monographs U. S. geol. Survey. XX. Washington 1892.

— The eruptive rocks of Electric Peak and Sepulchre Mountains, Yellowstone National Park. U. S. geol. Survey. 12th Annual Rep. Washington 1892. 577.

— The intrusive rocks of the Gallatin Mountains, Bunsen Peak and Mount Evers. Geology of the Yellowstone National Park. Part II. 60. Monographs U. S. geol. Survey XXXII. Washington 1899.

— The igneous rocks of Electric Peak and Selpulchre Mountains. Ibidem II. 89.

— The igneous rocks of the Absaroka Ranges and Two Ocean Plateau and of some outlying portions of the Yellowstone Park. Ibidem 269.

R. D. Irving, A contribution to the geology of the Northern Black Hills. Annals N. Y. Acad. of Sc. vol. XII. No. 9. 187. 1899.

H. J. Jansen, Geology of the volcanic area of the East Moreton and Wide Bay Districts, Queensland. Proc. Linnean Soc. of New South Wales. 1906. I. 73.

C. von John, Über kristallinische Gesteine Bosniens und der Herzogevina. Wien 1880.

— Über die Andesite von Rzegovina und Kamionna bei Bochnia in Westgalizien. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1886. 213—215.

Ad. Klautzsch, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillera de Llangagua. Berlin 1893.

G. Klemm, Erläuterungen zu den Sektionen Pillnitz und Königswartha-Wittichenau der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig.

Ant. Koch, Geologische Verhältnisse, Gesteine und Mineralien des Csicsóberges im Norden von Siebenbürgen. T. M. M. 1877. 327.

— Neue petrographische Untersuchung der trachytischen Gesteine der Gegend von Rodna. F. K. 1880. X. 219.

— Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II. Neogene Abteilung. Budapest 1900.

Fr. Kollbeck, Untersuchungen über die Zersetzung des Quarztrachyts neben den Golderzgängen von Nagyag. Österr. Zeitschr. für Berg- u. Hüttenwesen. 1888. XXXVI. 1.

B. Koto, Studies on some japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.

R. Küch, Petrographische Mitteilungen aus den südamerikanischen Anden. N. J. 1886. I. 35—48.

— Die vulkanischen Gesteine der Republik Colombia, in: W. Reiss und A. Stübel, Geologische Studien in der Republik Colombia. Berlin 1892.

A. Lacroix, Les roches volcaniques de la Martinique. C. R. 1902. CXXXIV. 1246.

— La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris 1904.

— Sur la constitution minéralogique du clôme récent de la Montagne Pelée. C. R. 1907. CXLIV. 169.

A. von Lasaulx, Über die Eruptivgesteine des Vizentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 286.

Rich. Lepsius, Das westliche Südtirol. Berlin 1878.

W. Lindgren, Eruptive rocks from Montana. Tenth Census of the U. S. 1880. XV. 719.

— Eruptive rocks from Montana. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) III. 39.

F. Loewinson-Lessing, Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich des Massives und der Ausläufer des Kasbek im Jahre 1899—1901.

— Petrographische Untersuchungen im zentralen Kaukasus (Digorien und Balkarien). Verhdl. k. russ. min. Ges. XLII. 237. St. Petersburg 1905.

K. A. Lossen, Hypersthen-Quarzporphyrit aus dem Harz. Z. D. G. G. 1888. XL. 260.
— Die Eruptivgesteine auf Blatt Lebach-Wadern und Wahlen. In den Erläuterungen zu den genannten Blättern der geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1889.
E. Manasse, Rocce della Colonia Eritrea raccolte a Sud di Arafali. Proc. verb. Soc. tosc. Sc. nat. Pisa. 28 marzo 1904.
P. Marshall, Tridymite-trachyte of Lyttelton. Transact. New Zealand Institute 1893. XXVI. 368.
G. Mercalli, Osservazioni petrografico-geologiche sui Vulcani Cimini. Rendic. R. Istit. lombardo. 1889. (2.) XXII. fasc. 8.
L. Milch, Über Gesteine der Bantak-Hochfläche (Zentral-Sumatra). Z. D. G. G. 1899. LI. 62.
— Die Ergußgesteine des galatischen Andesitgebietes (nördlich von Angora). N. J. B.-B. XVI. 110. 1903.
A. Osann, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 688.
— Report on the rocks of Trans-Pecos, Texas. Geol. Survey of Texas, 4th Annual Rep. 123. Austin 1893.
Ch. Palache, Geology about Chichagof Cove, Stepovak Bay with notes on Popof and Unga Islands. „Harriman Alaska Expedition", vol. IV. 69. 1904.
E. Raimann und Fr. Berwerth, Dacittuff-Konkretionen im Dacittuff. Annal. k. k. naturhist. Hofmuseum. X. 1895. 78.
Fred. L. Ransome, Geology of the Globe Copper district, Arizona. U. S. geol. Survey. Professional Paper No. 12. Washington 1903.
G. vom Rath, Einige Beobachtungen in den Golddistrikten von Vöröschpatak und Nagyag im siebenbürgischen Erzgebirge. Sitzber. d. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Bonn. 13. März 1876.
J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek van gesteenten uit Nederlandsch Oost-Indië. Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1895.
Fr. Rinne, Beitrag zur Petrographie der Minahassa in Nord-Celebes. S. B. A. 1900. XXIV. 474.
J. C. L. Schroeder van der Kolk, Beiträge zur Kenntnis von den Gesteinen aus den Molukken. I. Gesteine von Ambon und den Uliassern. N. J. 1896. I. 152.
— Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. Sammlungen des geolog. Reichsmuseum in Leiden. Ser. I. Bd. V. 70. Leiden 1896.
M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an kalifornischen Gesteinen. N. J. B.-B. V. 1887. 451.
W. S. T. Smith, A geological sketch of San Clemente Island. U. S. geol. Survey. 18th Annual Report, part II. Washington 1898.
G. Otis Smith and Fr. C. Calkins, A geological reconnaissance across the Cascade Range near the 49th Parallel. U. S. geol. Survey. Bull. No. 235. Washington 1904.
J. E. Spurr, A reconnaissance in southwestern Alaska in 1898. U. S. geol. Survey. 20th Annual Report. Part VII. 31. Washington 1900.
Alfr. Stelzner, Petrographische Bemerkungen über Gesteine des Altaï. Aus B. v. Cotta's Altaï etc. Leipzig 1871.
— Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. Berlin und Kassel 1885.
H. Stern, Über die eruptiven Gesteine des Gebirges zwischen O-Sopot und Dolnya-Ljubkova im Krassó-Szörenyer Comitate. Mitt. aus dem Jahrb. d. kön. ungar. geolog. Anstalt 1883. VI. Heft 7.
Aug. Streng, Bemerkungen über die kristallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. N. J. 1872. 261.
— Mikroskopische Untersuchung einiger Porphyrite und verwandter Gesteine aus dem Nahe-Gebiete. N. J. 1873. 225 und 241.

J. Szadeczky, Petrographische und geologische Verhältnisse des zentralen Teils der Tokaj-Eperieser Gebirgskette in der Umgebung von Pusztafalú. F. K. 1889. XIX. 289 - 299 und 372—383.

— Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. F. K. 1892. XXII. 323.

F. Tannhäuser, Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteinen aus der argentinischen Republik. N. J. B.-B. XXII. 555. 1906.

R. D. M. Verbeek, Description géologique de l'île d'Ambon. Batavia. 1905.

H. S. Washington, A petrographical sketch of Aegina and Methana. Journal of Geology. II. 789. III. 21. Chicago 1894, 1895.

— On igneous rocks from Smyrna and Pergamon. Amer. Journ. 1897. I. 41.

Ph. Wolf, Viajes cientificos por la Republica del Ecuador, verificados y publicados por orden del Supremo Gobierno de la misma republica. Guayaquil 1879.

Ferd. von Wolff, Beiträge zur Geologie und Petrographie Chile's unter besonderer Berücksichtigung der beiden nördlichen Provinzen Atacama und Coquimbo. Z. D. G. G. 1899. LI.

— Mikroskopische und chemische Untersuchung einiger Gesteinsproben von Wawani und vom Kap Assal auf Saparna. Aus: K. Martin, Reisen in den Molukken. Geol. Teil. 2. Lief. Leiden 1902.

Alfr. Young, Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere. Der Cotopaxi und die umgebenden Vulkanberge Pasochoa, Rumiñahui, Sincholagua und Quiluidaña. Berlin 1902.

Der Name Dacit wurde von Fr. v. Hauer und G. Stache (Geologie Siebenbürgens 1863, S. 70, 79) als Synonym für ältere Quarztrachyte mit herrschendem Oligoklas und Amphibol gegenüber den jüngeren Quarztrachyten (Rhyolithen) mit herrschendem Sanidin und Glimmer in Vorschlag gebracht. Innerhalb der Dacite wurden von diesen Forschern und z. T. auch von ihren Nachfolgern auf dem Gebiete der Erforschung der Geologie Siebenbürgens weitere Typen unterschieden als andesitische Dacite, granitoporphyrische Dacite und grünsteinähnliche Dacite. In der Anwendung des Namens Dacit weichen die petrographischen Systematiker einigermaßen voneinander ab. Bei J. Roth ist der Umfang der Dacitfamilie ziemlich entsprechend demjenigen bei v. Hauer und Stache, nur ist die, allerdings unhaltbare, strengere Betonung der Hornblende gegenüber Biotit nicht beibehalten worden. — An dieser Stelle sind unter Dacit alle quarzführenden Kalknatronfeldspatgesteine der neovulkanischen Ergußreihe zusammengefaßt und also auch die wenigen Vorkommnisse subsumiert, welche an farbigen Silikaten allein oder herrschend einen Pyroxen führen oder ganz frei von farbigen Silikaten (Biotit, Amphibol und Pyroxen) sind. Insofern aber schließen wir uns strenger an v. Hauer und Stache an, als wir auf den Quarz erster Generation Gewicht legen, während J. Roth auch solche Gesteine zum Dacit stellt, welche nur in der Grundmasse Quarz ausgeschieden enthalten. Dagegen entfernen wir uns von der bisherigen Umgrenzung der Dacite bei allen Petrographen dadurch, daß wir die evident nicht effusiven, sondern deutlich irruptiven Gesteine mit dioritporphyritischem Charakter auch diesem Typus zugewiesen haben. Vergl. S. 564.

Die Dacite in dem hier gegebenen Umfange sind demnach die neovulkanische Effusivform der sauren granitodioritischen Magmen und entsprechen gewissen Granititen, Amphibolgraniten, Pyroxengraniten und Quarzdioriten der Tiefengesteinsreihe, sie sind durchaus äquivalent den Quarzporphyriten. Daß die Dacite auch einem Teil der granitischen Gesteine als Ergußformen zugeschrieben werden müssen, erklärt sich daraus, daß bei diesem Teile der Kern $CaAl_2Si_4$ eine große Rolle spielt, dem wir auch bei den Daciten als reichlich vorhanden begegnen, während er den Lipariten entweder fehlt oder doch nur in sehr untergeordneter Weise beigemengt ist.

Somit haben also die Dacite und Quarzporphyrite einerseits eine große Verwandtschaft zu den Lipariten und Quarzporphyren und sind durch mancherlei Zwischenglieder engstens mit ihnen verbunden, genau wie die Tonalite mit Granititen in einer Verwandtschaft stehen, die sich dann auch im Habitus und in der Struktur ausspricht. Andererseits liegt die Verwandtschaft der Dacite und Quarzporphyrite nach den Andesiten und Porphyriten hin und auch hier ist keine scharfe Grenze in der Natur zu ziehen. Daß man sie im System an den vorhandenen oder fehlenden Quarzgehalt unter den Einsprenglingen gebunden hat, ist nicht in der chemischen Natur dieser Reihe begründet, sondern lediglich historisch geworden. Es gibt reichlich Andesite mit demselben Gehalt an Kieselsäure, wie ihn die Dacite haben. — Bei Dioriten und Porphyriten pflegt man nicht so streng nach dem Quarzgehalt zu scheiden und mit Recht nicht. Zwischen Quarzporphyren und Orthophyren unterscheidet man und mit Recht, weil in der Reihe der Alkalifeldspatgesteine mit dem abnehmenden Gehalt an SiO_2, gleichgültig ob Quarz intratellurisch ausgeschieden wurde oder nicht, die Strukturen sich beträchtlich ändern; bei den Plagioklasgesteinen ist das bis zu einer gewissen unteren Grenze hin nicht in dem Maße der Fall.

In der Familie der Dacite und Quarzporphyrite kennen wir bis dahin mit Sicherheit kein Glied der Alkalimagmen. Das steht im vollen Einklange mit der Tatsache, daß bei den Tiefengesteinen kein Typus bekannt ist, der vermittelnd zwischen die Alkaligranite einerseits, die Theralithe und Essexite andererseits sich einschöbe. Theoretisch könnte man wohl ein solches Bindeglied konstruieren, welches dann den Charakter eines mehr oder weniger quarzhaltigen, plagioklasreicheren und nephelinführenden Drachenfelstrachyt von femischem Charakter besitzen würde. Nun ist in neuerer Zeit von J. W. Gregory ein dacitisches Ergußgestein unter dem Namen Geburitdacit beschrieben worden, dessen chemischer Bestand eine derartige Deutung wohl wahrscheinlich machen könnte, während die Beschreibung des Mineralbestandes jeden Gedanken an eine solche Deutung unmöglich macht. Man wolle über dieses Gestein weiter unten auf S. 1014 nachsehen.

Mineralbestand der Dacite und Quarzporphyrite.

Als wesentliche Gemengteile enthalten die Dacite und Quarzporphyrite neben Kalknatronfeldspat und Quarz, von vereinzelten Ausnahmen abgesehen, eines oder mehrere Mineralien aus der Familie der Biotite, Amphibole und Pyroxene. Die Nebengemengteile, deren Menge nie groß wird, sind Eisenerze (Magnetit und Ilmenit), Apatit und spärlicher Zirkon. Sanidin begleitet oft den Kalknatronfeldspat unter den Einsprenglingen, noch häufiger in der Grundmasse. — Übergemengteile von einiger Verbreitung sind Almandin, Cordierit, Orthit, Titanit und Tridymit. Der Bestand der Grundmasse ist ein substantiell und strukturell sehr wechselnder. Eine allgemein gültige Darstellung des Mineralbestandes der Dacite und Quarzporphyrite ist kaum zu geben, da der Habitus der Gemengteile in den verschiedenen Typen dieser Familie stark wechselt.

Unter den Feldspateinsprenglingen herrschen unbedingt die Kalknatronfeldspate. Soweit genauere Bestimmungen zurzeit vorliegen, gehören sie in der Mehrzahl der Fälle der Labradorit- und der Andesinreihe an, seltener der Bytownitreihe und sehr selten dem basischen Oligoklas. Anorthit und ihm nahestende Mischungen scheinen auf die Kerne der fast immer schalig gebauten Kristalle beschränkt zu sein. Ein schmaler äußerster Saum von Orthoklas ist im ganzen selten. Im allgemeinen pflegen die Einsprenglinge in ein und demselben Gestein derselben oder doch sehr ähnlicher Mischung anzugehören und durchweg ärmer an Albitmolekülen zu sein, als die Grundmasse-Feldspate. So wurden z. B. die Einsprenglinge von Amphiboldaciten der Insel Ägina als Labradorit, der Grundmassefeldspat als an der Grenze von Andesin und Oligoklas stehend bestimmt, ebenso in Biotitdaciten der Insel Methana die Einsprenglinge als $Ab_{33}An_{67}$ und als $Ab_{43}An_{57}$, die Grundmasse-Feldspate als $Ab_{56}An_{44}$ und in älteren Ausscheidungen der äginetischen Dacite erwiesen sich die Feldspate in den zentralen Teilen als $Ab_{20}An_{80}$, in den peripherischen als $Ab_{52}An_{48}$. In einem andern Dacit von Megara wurde der unregelmäßig begrenzte Kern von Einsprenglingen nach $A_m = -18^0$ zu $Ab_{46}An_{54}$, die innerste idiomorphe Schale nach $A_m = -32^0$ als $Ab_{18}An_{82}$, die äußerste Hülle mit $A_m = -8^0$ als $Ab_{60}An_{40}$ erkannt. Es ist nicht selten, daß die äußerste Schale der Einsprenglinge dieselbe Mischung besitzt, welche in den Grundmassefeldspaten vorliegt. Doch fanden L. Duparc und F. Pearce bei zahlreichen Messungen über die Auslöschung der verschiedenen Zonen der Kalknatronfeldspate in den liparitischen Daciten von Ménerville in Algier, daß weder die allgemein angenommene Regelmäßigkeit in der nach außen hin zunehmenden Acidität, selbst nicht mit Berücksichtigung der Rekurrenzen, noch die Gleichartigkeit der Mischung bei den Einsprenglingen eines Vorkommens bestehen. Sie sagen, qu'il y a autant de feldspaths différents en réalité que d'individus. Manches aus den Beobachtungen dieser Forscher mag sich dadurch erklären, daß

die Erscheinungen andre werden müssen, wenn der Schnitt die Feldspate zentrisch oder mehr oder weniger peripherisch getroffen hat. Sonst wären die Gesteine von Ménerville eine Ausnahme in der Gesteinswelt, denn die durch zahllose Beobachtungen gestützte Lehre von der gesetzmäßigen Reihenfolge der Ausscheidungen aus einem Magma wird man nicht aufgeben können und dürfen. — Der Habitus der Feldspate ist der des Mikrotins in den frischen Daciten, der derbe in den unfrischen Daciten und Quarzporphyriten. Außer den älteren Ausscheidungen (Erze, Apatit, Titanit, Zirkon, Biotit, Amphibol, seltener Pyroxen) beherbergen die Feldspateinsprenglinge oft Glas- und Gasinterpositionen.

In einem Dacittypus sind neben den Plagioklasen Einsprenglinge von Sanidin allgemein vorhanden und erreichen sogar größere Dimensionen als in den Lipariten, während sie sonst alle Eigenschaften der Liparitsanidine haben.

Die Feldspate der Grundmasse sind je nach dem Gesteinstypus bald leistenförmig, bald angenähert isometrisch durch P, M und y und liefern dann quadratische oder kurz rektanguläre Durchschnitte, seltener bilden sie allotriomorphe Aggregate. Zwillingslamellierung ist bei der lang leistenförmigen Ausbildung die Regel, bei der kurz rektangulären seltener, bei allotriomorpher recht selten zu beobachten. Die beiden letzten Ausbildungen gehören vielfach dem Kalifeldspat an.

Der Quarz als Einsprengling ist bald streng idiomorph und bildet Dihexaëder mit oder ohne schmale Abstumpfung der Mittelkanten, bald sind seine Ecken und Kanten wohl infolge magmatischer Resorptionen bis zur Körnerform abgerundet.* Ohne die Strenge einer gesetzmäßigen Beziehung kann man es doch als Erfahrungssatz aussprechen, daß der Idiomorphismus der Quarzeinsprenglinge in umgekehrtem Verhältnis zur kristallinen Entwicklung der Grundmasse steht. — Einbuchtungen und Einschlüsse sind sehr verbreitet. Küch erwähnt einer eigentümlichen Durchstäubung der Quarzeinsprenglinge in Daciten von Columbia; die staubförmigen Partikelchen waren wegen ihrer Kleinheit nicht zu bestimmen. Die Erscheinung kommt auch bei dem Quarz der Porphyre, Liparite und Granite vor. Sonst ist der Reichtum an Einschlüssen von Flüssigkeiten, Glasdihexaëdern oder rundlichen Glaseiern und Gasen ein sehr wechselnder. Spannungsphänomene um diese Einschlüsse sind nicht selten, zumal um die glasigen Interpositionen, welche wohl stets farblos sind auch dann, wenn dieselben in den Feldspaten oder Pyroxenen eine deutliche Färbung zeigen. Dieser Unterschied hängt mit dem relativen Alter von Feldspat und Quarz im Gestein zusammen. Einschlüsse von kubischen Kriställchen in den Flüssigkeitseinschlüssen und Interpositionen von liquider Kohlensäure sind spärlich (Gegend von Schemnitz in Ungarn). Einschlüsse von älteren Mineralien und solche von un-

* Wo sich um Quarzkörner in den Daciten ein Kranz von Pyroxen- oder Amphibolmikrolithen findet, dürften die Quarze Fremdlinge sein, wie das so oft in den Gang- und Ergußgesteinen der Fall ist.

bestimmbaren farblosen, lang nadelförmigen Mikrolithen sind ohne weitere Bedeutung. — Wo der Quarz in der Grundmasse der Dacite zur Ausbildung gelangte, und dieses ist fast ausschließlich bei den holokristallin-porphyrischen Typen der Fall, zeigt er alle die Erscheinungsformen, wie in den mikrogranitischen Quarzporphyren. Doch sind granophyrische Verwachsungen mit Feldspat überaus selten. — Küch fand den Quarz der glasigen Grundmasse in columbianischen Daciten in Dihexaëdergestalt, wie das oben auch (S. 853) aus Pantellerit angegeben wurde. Solche Gesteine müßten, wenn holokristallin entwickelt, drei Generationen von Quarz aufweisen. — Wo bei Daciten und Quarzporphyriten der Quarz in den Hohlräumen und Klüften vorkommt, zeigt er stets prismatische Ausbildung und ist dann gern von Tridymit begleitet. In dieser Form dürfte er der pneumatolytischen Periode der Gesteinsbildung angehören.

Die Biotite, Amphibole und Pyroxene, von welch letzteren sowohl monokline, wie rhombische vorkommen, sind durchaus dieselben wie bei den Andesiten und Porphyriten und werden dort besprochen werden. — Das Gleiche gilt für alle übrigen Gemengteile, wesentliche und akzessorische.

Neben spärlichem Quarz erwähnt Belowsky reichlichen Olivin aus einem Amphibol-Pyroxen-Dacit vom untersten Derumbo des Jahres 1868 auf der rechten Seite des Perugache-Tals in den Escaleras-Bergen der ecuatorianischen Westcordillere. Sehr bezeichnenderweise hat das Gestein Piperno-Struktur; Autor gibt nicht an, ob etwa Quarz und Olivin auf die eutaxitisch verbundenen Gesteinsteile gesondert verteilt sind. — Die Grundmassen der Dacite sind derart verschieden, daß sie bei den einzelnen Typen geschildert werden müssen.

Klassifikation und Struktur der Dacite und Quarzporphyrite.

Die große Mannigfaltigkeit in der äußeren Erscheinung der Dacite hat ihren Grund darin, daß einerseits von Haus aus die Grundmassen sehr verschieden entwickelt sind, andererseits darin, daß durch tiefeingreifende chemische Veränderungen der ursprüngliche Habitus mehr oder weniger vollkommen verwischt werden kann. Letzteres treffen wir nach den übereinstimmenden Beobachtungen v. Richthofen's und seiner Nachfolger in der ungarisch-siebenbürgischen und in der nordamerikanischen Geologie, sowie in andern Gebieten ganz besonders dort, wo in der Begleitung der Dacite edle Erze auftreten. Man hat daher schon früh den sich hierdurch herausbildenden eigentümlichen Habitus (Propylithabitus. Grünsteinhabitus) in ursächliche Beziehung zur Erzführung gebracht. Derselbe Habitus entwickelt sich unter analogen Verhältnissen auch an andesitischen Gesteinen. Da nun nach Zirkel's Angabe, der diesen propylitischen Habitus zuerst mikroskopisch studierte, die quarzpropylitischen und die propylitischen Gesteine sich, vom Quarzgehalt abgesehen, in allen wesentlichen Punkten gleich verhalten, so

sollen dieselben gelegentlich der Andesite gemeinschaftlich behandelt werden.

Es blieben dann von den Dacittypen v. HAUER's und STACHE's der oben bei den Dioritporphyriten behandelte granitoporphyrische und der andesitische Typus übrig, deren äußere Erscheinung sehr gut durch die gewählten Epitheta charakterisiert wird. — DOELTER teilte die von ihm mikroskopisch untersuchten ungarisch-siebenbürgischen Dacite in granitoporphyrische, trachytische und porphyrartige ein. Die erste Gruppe ist durch starkes Zurücktreten der Grundmasse und dadurch bedingten angenähert körnigen Habitus der Gesteine ausgezeichnet, und findet sich besonders in der Umgebung von Rodna und im Vlegyasza-Gebirge. — Die zweite Gruppe der trachytischen Dacite dürfte mit den andesitischen Daciten v. HAUER-STACHE's sich ziemlich decken. Bei trachytischem Habitus sind sie biotitreich; ihr Quarz tritt nur in Einsprenglingen auf und fehlt in der Grundmasse. Überdies hatten die Quarzeinsprenglinge niemals Einschlüsse der Grundmasse. G. VOM RATH möchte zufolge des abweichenden Habitus diese in der Gegend von Nagyag, Offenbanya, Szarkó, Herczegany und im Stuhlweißenburger Comitat zwischen Pakozd und Suckoró verbreiteten Gesteine nicht zum eigentlichen Dacit stellen. Die porphyrartigen Dacite besitzen den Habitus der Quarzporphyre; sie sind an Einsprenglingen arm und treten besonders bei Nagyag und Offenbanya auf. ANT. KOCH sagt von den Daciten der Vlegyasza, daß die vorwiegend in intrusiven Spalten- und Lagergängen auftretenden granitporphyrischen Typen auch als Facies der Ergüsse in deren tiefsten Teilen, nur ausnahmsweise auch in höheren Lagen erscheinen. Hier herrschen durchaus die normalen porphyrischen Effusivtypen und in den höchsten Lagen stellen sich die liparitischen Ausbildungsformen ein.

Man könnte anscheinend eine Gliederung der Dacite und Quarzporphyrite ebenso gut auf den Mineralbestand und dann auf den oder die vorherrschenden farbigen Gemengteile, wie auf die strukturellen Verschiedenheiten begründen. Geht man von dem ersten aus, so erkennt man bald, daß dadurch Gesteine von wesentlich verschiedener chemischer Zusammensetzung und sehr abweichendem Habitus vereint, und Gesteine von nahe verwandtem stofflichem Bestande und analogem Habitus getrennt werden würden. Es liegt in der Natur der Dacite und Quarzporphyrite als einer Gesteinsfamilie, die einerseits sich anschließt an die Quarzporphyre und Liparite und dann einen im ursprünglichen Sinne des Wortes trachytischen Habitus trägt, andrerseits durch alle denkbaren Übergänge mit den Andesiten und Porphyriten verbunden ist und dann in ihren typischen Gliedern den ursprünglich basaltisch und melaphyrisch genannten Habitus besitzt, daß eine Gliederung nach der Struktur den natürlichen Verhältnissen besser entspricht. Innerhalb gewisser Grenzen ist damit dann auch dem Mineralbestande Rechnung getragen, da in den nach den Lipariten und Quarzporphyren hinüberragenden Gesteinsformen als femische Gemengteile die Biotite

und Amphibole, in den nach der andern Richtung hin sich anschließenden Typen die Pyroxene herrschen.

Fassen wir die Repräsentanten der ersten Gruppe als liparitische Dacite und Quarzporphyrite, die der zweiten als andesitische Dacite und Quarzporphyrite zusammen, so erhalten wir damit zwei wohl charakterisierte und nach chemischem Bestande und Struktur leicht unterscheidbare Typen, die man sich allerdings durch Zwischenglieder verbunden denken muß. In dem ersten Typus kehren alle die für Liparite und Quarzporphyre charakteristischen Strukturformen wieder, in dem zweiten entwickelt sich durch die mehr oder weniger vollkommene Kristallisation des Magmas während der Effusionsperiode eine neue Reihe von Strukturformen, welche von einer der trachytischen Struktur verwandten holokristallin-porphyrischen bis zu rein vitrophyrischer Ausbildung herabsinkt. Da diese letzte sich ebenso wie bei den Lipariten und Quarzporphyren auch bei den liparitischen Daciten und Quarzporphyriten findet, so ist es erklärlich, daß man bei den vitrophyrischen Daciten und Quarzporphyren mit intratellurischen Einsprenglingen ebenso wenig wie bei den einsprenglingsfreien reinen Gläsern die Zugehörigkeit zu dem liparitischen Typus einerseits, zu dem andesitischen andrerseits durch mikroskopische Untersuchung feststellen kann.

Die liparitischen Dacite und Quarzporphyrite.

Wie eben erwähnt, sind die liparitischen Dacite und Quarzporphyrite ihrem Mineralbestande nach ganz wesentlich Biotitdacit und Quarzbiotitporphyrite; rhombische und monokline Pyroxene fehlen entweder ganz oder haben doch nur den Charakter mehr akzessorischer Gemengteile. Auch hier findet sich insofern eine eigentümliche Beziehung zwischen dem Mineralbestande und der Struktur, als die Pyroxene in den holokristallinporphyrischen Ausbildungsformen kaum je, in den hypokristallinporphyrischen und vitrophyrischen schon häufiger vorkommen.

Innerhalb der holokristallinen Ausbildung der Dacite und Quarzporphyrite finden sich in getreuer Wiederholung der bei den Quarzporphyren beschriebenen Verhältnisse zwei wesentlich verschiedene Formen, deren eine, der mikrogranitischen Struktur entsprechend, dadurch charakterisiert ist, daß die Grundmasse ein panidiomorph- oder hypidiomorphkörniges Aggregat von Feldspat- und Quarzindividuen ist. Die andere wird durch eine holokristalline Grundmasse gekennzeichnet, in welcher Quarz und Feldspat nicht ein regelloses Gemenge, sondern ein gesetzmäßig gruppiertes Aggregat bilden; sie entspricht genau der granophyrischen Struktur der Quarzporphyre. Auch die dritte der Hauptstrukturformen der Liparite und Quarzporphyre, welche wir nach den früher gegebenen Erklärungen als eine holokristallinporphyrische ansehen müssen, die mikrofelsitische, kehrt bei den Daciten und

Quarzporphyriten wieder und erweist sich auch hier als sehr wenig beständig. Sie erfährt genau dieselbe oben S. 812 beschriebene Umwandlung in sekundärkristalline allotriomorphkörnige Quarz-Feldspat-Aggregate wie bei den Quarzporphyren.

Die der mikrogranitischen Struktur entsprechende Grundmassenausbildung der Dacite und Quarzporphyrite sollte man vielleicht eine mikrodioritporphyrische nennen. Aber die Erscheinung derselben ist zumeist so durchaus dieselbe, wie bei den Lipariten und Quarzporphyren, daß ich auch hier die Bezeichnung mikrogranitisch beibehalte. Kurzrektanguläre Feldspate werden durch Quarz verkittet, oder Feldspat und Quarz bilden beide idiomorphe Individuen, zwischen denen dann wohl auch bald granophyrische Aggregate von winzigsten Dimensionen, bald Mikrofelsit eingeklemmt sind. Das sind die Haupttypen dieser Struktur, neben denen alle die früher bei den granophyrischen Ganggesteinen und bei den Lipariten und Quarzporphyren beschriebenen Unterformen auftreten.

Ob die granophyrischen Quarzfeldspatgrundmassen und der Mikrofelsit der Dacite und Quarzporphyrite chemisch ident seien mit den gleichen Bildungen in den Lipariten und Quarzporphyren, oder ob hier ein Albitgranophyr und Natronmikrofelsit vorliege, darüber sind chemische Untersuchungen, die allein entscheiden könnten, meines Wissens bisher nicht ausgeführt. Indessen sprechen alle Bauschanalysen und die sicher erkannten Gesetzmäßigkeiten in der chemischen Entwicklung der Eruptivmagmen für die erste Annahme.

Es ist nun interessant, daß in analoger Weise wie bei den Quarzporphyren gegenüber den jüngeren Lipariten auch hier bei den Quarzporphyriten gegenüber den Daciten die granophyrische und mikrogranitische Struktur zweifellos häufiger vorkommt. Welches die Ursache hierfür sei, läßt sich zurzeit nicht mit Sicherheit angeben. Man könnte vermuten, daß die mikrogranitische und granophyrische Struktur wesentlich bei solchen Vorkommnissen sich finden, welche Gänge und kleine stockartige Massen bilden, also nicht in strenger Weise die Erscheinungsform der effusiven Massen haben und daß diese Gang- und Stockform natürlich bei den so viel älteren, also in stärker denudierten Gebieten auftretenden Porphyren und Porphyriten häufiger zur Beobachtung gelangt, als bei den jungen Lipariten und Andesiten, deren Gänge und hypoabyssische Massen sich z. T. heute noch der Wahrnehmung entziehen.

Will man die in einem Dacit oder Quarzporphyrit herrschende Struktur durch den Gesteinsnamen direkt und kurz ausdrücken, so empfiehlt es sich für die mikrogranitischen Formen die Bezeichnung Dacit und Quarzporphyrit schlechthin beizubehalten, bei den übrigen Strukturformen analog wie bei den Lipariten und Quarzporphyren zu verfahren. Danach sind Benennungen wie Felsodacit, Hyalodacit, Quarzbiotitfelsophyrit, Quarzhornblendegranophyrit, Quarzhypersthenvitrophyrit usw. leicht verständlich. Doch muß man auch hier immer im

Auge behalten, daß diese Beziehungen nicht verschiedene Gesteine, sondern lediglich verschiedene Strukturformen desselben Gesteins bedeuten.

Zu den Quarzglimmerporphyriten gehören die von A. Stelzner eingehend beschriebenen Gesteine vom Korgon und dem Flußgebiete des Tscharisch im Altai, welche schon sehr frühe von G. Rose ihrer mineralischen Zusammensetzung nach richtig erkannt wurden. Unter den Feldspateinsprenglingen werden auch Orthoklase in allerdings geringer Menge erwähnt. Außer braunem Magnesiaglimmer wird kein anderer farbiger Gemengteil genannt; ob etwa die grünen, wohl als Chlorit zu deutenden Schüppchen der Grundmasse aus ursprünglichem Augit abzuleiten seien, wird nicht angegeben. Das Eisenerz wird als Magnetit gedeutet. Ihrer Struktur nach gehören diese Gesteine ganz wesentlich zu den Quarzglimmergranophyriten und zu den mikrogranitischen Quarzglimmerporphyriten mit teils hypidiomorph-, teils wohl sekundär allotriomorph-körniger Grundmasse.

Eine ebensolche Mannigfaltigkeit in der Ausbildung der Grundmasse zeigen auch die nach ihrem mineralogischen Bestande den vorigen allernächst verwandten Quarzglimmerporphyrite der Gegend von Schirmeck im oberen Breuschtal, Elsaß. Außer den verschiedenen mikrogranitischen Formen ist die granophyrische und die fast durchweg sphärolithisch-mikrofelsitische Entwicklung häufig. Die Sphärolithe haben optisch negativen Charakter. An farbigen Gemengteilen ist neben Biotit nur in Spuren auch Hornblende nachweisbar. Die Gesteine scheinen deckenartig aufzutreten; als Typus kann man das bereits von Delesse beschriebene Vorkommen über dem Bruch im dolomitischen Kalkstein bei Schirmeck betrachten. Bei sekundär allotriomorph-körniger Ausbildung enthält die Grundmasse etwas Sericit.

Zu derselben Gruppe gehören Vorkommnisse von Landeshut mit mikrogranitischer Struktur und mit akzessorischem Granat und manche oberkarbonische Ergüsse des Nahegebietes, wie z. B. die Gesteine vom Nagelkopf und von Theodorshall. Im letzteren treten gelegentlich eigentümliche Schlieren (vielleicht basische alte Ausscheidungen) mit glimmerreicher Grundmasse von panidiomorph-körnigem, angenähert lamprophyrischem Habitus auf. Ich erinnere hierfür an die Begleitung gewisser Trachyte (Monte Amiata, Piatigorsk u. a.) durch lamprophyrische Gesteinsformen, wie die Glimmertrachyte von Monte Catini und Verwandtes, über die oben S. 912, 914 usw. berichtet wurde. — Den ungestreiften kurzrektangulären Feldspaten der Grundmasse des Nagelkopf-Gesteins gesellen sich viel gedrungen-leistenförmige Durchschnitte mit Zwillingsstreifung bei; der Quarzgehalt ist gering. — Der von Lossen beschriebene Quarzglimmerporphyrit von der Spitze des Lemberg enthält neben Biotit auch Einsprenglinge von Bronzit und stellt sich dadurch in eine gewisse Parallele zu den pyroxenführenden Quarzporphyren der Leipziger Gegend.

Nach Hazard durchsetzt mikrogranitischer Quarzglimmerporphyrit (es wird auch in der Grundmasse Biotit angegeben) mit hornstein-

ähnlichen, ursprünglich wohl glasigen Salbändern den Lausitzer Granit auf Blatt Löbau-Reichenbach und Rumburg-Seifhennersdorf, ebenso auch z. T. augitführender Quarzglimmer-Hornblendeporphyrit und Glimmerporphyrit auf dem erstgenannten Blatt der sächsichen Karte. Quarzglimmerporphyrit mit mikrogranitischer und mit granophyrischer Struktur wird von KLEMM auf Blatt Stolpen und Pillnitz angegeben. — Hierher gehört auch in gewisser Hinsicht der gangförmige Quarzglimmeruralitporphyrit von Pergine nach CATHREIN, dessen Pyroxene erster und zweiter Generation uralitisiert sind. Demselben Typus ist vielleicht auch der von TSCHERMAK beschriebene Quarzglimmerporphyrit des Monte Bocche im mittleren Teile des Pellegrintales in Südtirol zuzuzählen. — In der Gegend von Alvito im südöstlichen Portugal sind mikrogranitische Quarzglimmerporphyrite mit mikrogranitischer und granophyrischer Struktur von durchaus felsitischem Habitus bei roter oder weißlichgrauer Farbe anscheinend recht verbreitet.

Einigermaßen mikropoikilitisch fand ich die Struktur des orthitführenden Quarzglimmerporphyrits von den Elk Mts. im Summit Co., Colorado, welchen CROSS untersucht hat.

Typische Quarzhornblendeporphyrite scheinen nur spärlich vorzukommen. Ein der idealen Zusammensetzung dieser Felsart entsprechendes Vorkommen beschreibt G. VOM RATH (Z. D. G. G. 1875. XXVII. 340) von Papallacta am Fuße des Antisana in Ecuador. Die idiomorphen Einsprenglinge von oft korrodierten Quarzdihexaëdern, Plagioklasen (beide durch Hämatit auf Spalten rotgefärbt) und spärlichem Amphibol liegen in einer fast holokristallinen, mit Magnetit durchsprenkelten Grundmasse aus sehr schmalen Feldspatleistchen. - Quarzhaltige und quarzfreie Hornblendeporphyrite in Gangform mit mikrogranitischer und mit ausgesprochenster granophyrischer Grundmasse beschreibt KLEMM von den Blättern Pillnitz und Königswartha-Wittichenau der sächsischen Karte. Wo Quarzeinsprenglinge vorhanden sind, haben sie Körnerform. In manchen Gängen kommt Biotit oder Hornblende als Grundmassegemengteil vor, dann sind sie skelettartig ausgebildet und mit Quarz und Hornblende durchwachsen.

Auch die Felso-Dacite sind zumeist entschiedene Biotit- und Amphibolgesteine. Es scheint, als ob gerade in diesem Typus der Sanidin unter den Einsprenglingen verhältnismäßig häufig sei. Der Einsprenglingsquarz ist fast immer deutlich dihexaëdrisch. Die Grundmasse ist wesentlich mikrofelsitisch oder ein Gemenge von Mikrofelsit mit kryptokristallinen Aggregaten in allotriomorpher Ausbildung. Zu betonen ist die verhältnismäßige Seltenheit sphärolithischer Gebilde, die Häufigkeit fluidaler Phänomene. Nicht selten tritt ein saures Gesteinsglas in schlierige Verwebung mit dem Mikrofelsit und bedingt eine Lagenstruktur, wie in den Felso-Lipariten. Übergänge in Liparite werden vielfach erwähnt. Dieser Typus ist verbreitet in der Umgegend von Schemnitz und hier, soweit man nach Handstücken urteilen kann, nahe verknüpft mit den Felsolipariten. DOELTER erwähnt ihn als häufig

im Vlegyasza-Gebirge, bei Bogdan u. a. O. Sehr schön findet er sich am Csicsó-Berge im nördlichen Siebenbürgen. Stelzner beschreibt denselben aus der Gegend von Gualilan in der Provinz S. Juan, Argentinische Republik. — Nach den Schilderungen der amerikanischen Petrographen fehlt er auch in den gewaltigen Vulkangebieten der zentralen und westlichen Vereinigten Staaten nicht und geht hier einerseits in Liparite, andererseits in Biotit-Andesite über. Ja, nach Zirkel's Darstellung in der Petrographie des 40. Parallels scheint dieser Typus dort der herrschende zu sein und zeichnet sich hier durch eine entschiedene Neigung zur Sphärolithbildung aus. Er beschreibt ihn u. a. O. von American City und den Hügelketten nördlich von Devils Gate in Washoe, vom Berkshire Cañon, Mullen's Gap westlich Pyramid Lake und aus der Shoshone Range.

Hierher gehört auch eine Dacitgruppe, deren Habitus Osann als quarzporphyrähnlich beschreibt, von Garbanzal, Mojada Redonda, Cerro Rellana, Cerro del Noble und Carizalejo am Cabo de Gata. In roter Grundmasse liegen kleine Einsprenglinge von Quarz, Biotit und trübem Plagioklas nebst nie fehlendem Sanidin. Die Verwitterung der Feldspate liefert reichlich Karbonate, die mit Serpentin in radialfasrigen Sphärolithen von positivem Charakter gemengt sind. Die Grundmasse ist äußerst dicht und besteht aus fasrigem Mikrofelsit und kryptokristallinen, allotriomorphkörnigen Aggregaten mit Scherben von Feldspat, Quarz und reichlichen Erzstäubchen, während Biotit ganz fehlt. Der Mikrofelsit ordnet sich nicht selten zu optisch positiven Sphärolithen; in andern Fällen finden sich reichlich Quarz-Feldspat-Pseudosphärolithe und Feldspatsphärokristalle. — Auch an der Rambla de Aguilas tritt ein felsitischer Dacit auf.

E. Manasse studierte Amphiboldacite mit sphärolitischer und vitrophyrischer Struktur von dem Vulkan Alid in der Colonia Eritrea, deren Feldspateinsprenglinge als saurer Andesin angegeben werden. Vitrophyrische Dacite wurden auch in den Hügelgruppen Heucen südwestlich von dem Brunnen Deggharto gefunden. — Duparc und Ritter untersuchten quarzarme Biotit-Amphiboldacite von teils mikrogranitischer, teils vitrophyrischer Struktur vom Cap Blanc bei Ménerville in Algier. Am Cap Marsa in demselben Gebiete treten quarzreiche Biotitdacite von fast vollkommen liparitischem Charakter auf, die aber trotz ihres hohen Gehaltes an Kali keinen orthotomen Feldspat führen. Die Struktur dieser, als Plagioliparite bezeichneten Gesteine ist teils mikrofelsitisch, teils vitrophyrisch. Ebenso zeigen die Dacite von Drâ zeg Etter unfern Ménerville z. T. felsitischen Charakter.

Von Parroquia in Mexiko lernte ich mikrogranitischen Glimmerdacit mit Einsprenglingen von Sanidin, Plagioklas ($Ab_{55}An_{45}$ in Schalen wechselnd mit $Ab_{65}An_{35}$), Biotit und Quarz kennen. Die Gesteine sind wenig frisch, so daß in einem Handstück von Puerto del Aire die Feldspateinsprenglinge vollkommen durch Calcit verdrängt waren. — Andere Vorkommnisse des Gebietes (Puerto Blanco östlich von Parroquia er-

wiesen sich als andesitische Biotit-Amphiboldacite mit hyalopilitischer Grundmasse. Die Gesteine sind intrusiv in Jura-Kreideschichten.

Schröder van der Kolk beschreibt diesen Typus an Biotitdaciten von Ambon. — Ferner sind mit einiger Wahrscheinlichkeit hierher die von Easton aus der Brandewijns-Bucht auf Sumatra beschriebenen Dacite zu stellen. — Interessant ist die Entdeckung granophyrischer Dacite in dem galatischen Andesitgebiete bei Kurt Boghaz, SW von Tschorba in Kleinasien durch L. Milch.

Die andesitischen Dacite und Quarzporphyrite.

Der Unterschied des andesitischen Typus der Dacite und Quarzporphyrite gegenüber dem liparitischen Typus ist einerseits in der Ausbildung der Grundmasse, andrerseits in der bis zur Vorherrschaft unter den farbigen Gemengteilen sich steigernden Bedeutung der rhombischen und monoklinen Pyroxene und der Häufigkeit von Resorptionsphänomenen an den Biotit- und Hornblende-Einsprenglingen zu sehen. Tridymit stellt sich gern in glasreichen Ausbildungsformen ein. — Die Grundmasse besteht vorwiegend aus schmalen Leistchen von Kalknatron-Feldspat in oft fluidaler Anordnung, begleitet von Mikrolithen eines diopsidischen Pyroxens in wechselnder, aber meistens kleiner Menge und von winzigen Erzkörnchen und verkittet durch eine spärliche und dann gewöhnlich farblose Glasbasis. Das ist die Struktur, welche in den Andesiten und Porphyriten die herrschende wird und dort genauer unter der Bezeichnung als hyalopilitisch beschrieben werden soll. Mit zunehmender Entwicklung der Feldspatleistchen und der Diopsidmikrolithe nimmt der Glaskitt ab bis zur Entwicklung eines holokristallinen und gern fluidalen Mikrolithenfilzes (pilotaxitische Struktur). Nach der andern Seite hin geht die Struktur durch Zunahme der dann gelblich, bräunlich, selten grünlich durchsichtigen Glasbasis unter entsprechender Abnahme der mikrolithischen Bildungen der Effusionsperiode ins Vitrophyrische über. Die Grundmasse des andesitischen Typus ist fast durchweg frei von Quarz; wo dieser ausgeschieden wurde, stellen sich gelegentlich auch granophyrische Verwachsungen desselben mit Feldspat ein. Eine mikrolithische Generation von Biotit oder Hornblende ist nur äußerst selten vorhanden.

Dieser Typus hat eine ziemliche Verbreitung in der Gegend von Schemnitz; Budai beschreibt ihn, wenn ich richtig verstehe, aus der südlichen Hargitta, C. v. John von Rybie in Westgalizien. Durch Handstücke kenne ich ihn aus dem Kotlenik-Gebirge in Serbien, Niedzwiedzki scheint er vom Nordabhang des Vitosgebirges vorgelegen zu haben. Bei Schemnitz (z. B. zwischen Repistye und Vichnye, Riegelberg, Gießhübler Berge, hier mit Granat nach Szabó, Kozelniker Tal, Spitzenberg, hier mit Quarz in der Grundmasse nach Hussak) finden sich Übergänge in Felsodacite.

In vorzüglicher nevaditischer Gestaltung (S. 779) liegt dieser Typus

nach Osann in den Daciten der Umgebung von Carthagena vor, wo er in inniger Verknüpfung mit quarzfreien andesitischen Gliedern auftritt, so am Cabezo de la Atalaya, Cabezo de Roche und Cabezo Ventura quarzführend, am Cabezo Felipe, Cabezo de Azas, Cabezo Rojado und del Agudo quarzfrei. Plagioklas und Sanidin, letzterer bis zu zentimetergroß, und Biotit bilden zahlreiche Einsprenglinge, zu denen sich mikroskopisch oft Bronzit und Diopsid ($c : c = 39^0$) in Mengen gesellen, die den Biotit übertreffen. Sie liegen in einer zwischen vitrophyrischer und andesitischer Entwicklung schwankenden Grundmasse. Der Biotit ist Ti-haltig. Mikroperthitische Feldspate führt das Gestein von dem Cabezo de Azas. Zirkon und Apatit sind allenthalben reichlich vorhanden, letzterer kräftig pleochroitisch und mit viel schlauchförmigen Flüssigkeitseinschlüssen. — Diese Gruppe schließt sich unmittelbar an die Biotit-Hypersthen-Trachyte oder Toscanite des Monte Amiata an.

Nach Washington kommen andesitische Dacite auf Ägina und Methana vor und zwar Hornblende-Dacite an den Hügeln Anzeion und Kakoperato im Distrikt Oros auf Ägina; Hornblende-Hypersthen-Dacite sind sehr verbreitet auf Methana, Biotit-Dacit findet sich bei dem Dorfe Kolantziki auf dem gegenüberliegenden Festlande. In den mir vorliegenden Proben der Biotitdacite und Amphiboldacite von Ägina und Methana treten zweierlei Amphibole und zweierlei Biotite nebeneinander auf; eine grünlichbraune Hornblende von mäßiger Doppelbrechung und mit dem gewöhnlichen Pleochroismus als Einsprengling und als Grundmassegemengteil und eine viel stärker doppelbrechende braunrote Hornblende mit c braunrot, b etwas heller braunrot, a zitrongelb nur in Einsprenglingen. In gelegentlichen älteren Ausscheidungen dieser Gesteine findet sich nur der normale grünlichbraune Amphibol. — Der z. T. normale braune Biotit wird von einer auffallend roten Abart und von Diopsid begleitet.

Einen andetischen Pyroxendacit (der Pyroxen ist z. T. Bronzit) beschreibt auch Schroeder van der Kolk von Ambon. Das Gestein enthält in geringer Menge Granat, welcher zunächst von einem Kranz meistens radial gestellter Pyroxenindividuen und dann von einem zweiten Kranz umgeben wird, der vorwiegend aus Plagioklas, Zirkon und Apatit besteht. Sehr reichlich ist Cordierit in zwei Generationen vorhanden, in Drillingen ausgebildet und mit Einschlüssen von Sillimanit und Pleonast, welch letzterer auch selbständig im Gestein erscheint. — Nach Verbeek finden sich auf der Südinsel Leitimor von Ambon, ebenso wie auf Hitu hellgraue Biotitdacite vom Habitus der Quarzporphyre mit verkieselten Sphärolithen und sekundär holokristalliner Grundmasse zusammen mit Bronzitdaciten und Bronzitandesiten. — F. Rinne untersuchte andesitische Hypersthendacite verschiedener Zusammensetzung von der Minehassa in Nord-Celebes.

Fr. Becke beschreibt als quarzführenden Augitandesit einen Dacit vom Palandokän in Armenien, dessen Quarzeinsprenglinge rundliche Körner bilden, sich durch Glaseinschlüsse aber als authigen ausweisen

und stets von einem Hofe von trüber, bräunlicher Glasbasis umgeben sind, die sich auch in sie einbuchtet und verschieden ist von der farblosen Glasbasis des Gesteins. In dem bräunlichen Glashofe der Quarze häufen sich zahlreiche Augitmikrolithe. Das Gestein erinnert in einigen Punkten an DILLER's quarzführende Basalte. Das spezifische Gewicht desselben (2,631) läßt nicht auf hohe Acidität schließen. — Gangförmig treten am Palandokän nach demselben Forscher auch »Quarz-Biotit-Andesite« auf, deren Grundmasse aus kugligen Gebilden körniger Textur ohne radiale Anordnung besteht. Nach außen lösen sich diese in einzelne, von Glasmasse verkittete Körner auf. Die Kugeln scheinen aus triklinem Feldspat zu bestehen. Die Einsprenglinge sind Plagioklas, Quarzkörner mit Glaseinschlüssen und stets von einem Hofe von Feldspatkörnern umgeben, spärlich Biotit und Pyroxen.

Aus den südamerikanischen Anden kennen wir den Dacit durch die eingehenden Untersuchungen von HÖPFNER an dem Gestein des Monte Tajumbina* in Columbia. Einsprenglinge von Plagioklas mit außerordentlich schön entwickelter isomorpher Schichtung bei stark nach außen abnehmendem Anorthitgehalt, Biotit und Amphibol mit deutlichen Resorptionsphänomenen, Augit, Quarz und Apatit liegen in einer andesitisch struierten Grundmasse aus Feldspat, Augit und Magnetit mit Glaskitt. Um den Quarz finden sich Amphibolkränze. Hervorzuheben ist eine für die Lehre von der Kristallisation eruptiver Magmen wichtige Angabe. Verf. glaubt nämlich annehmen zu sollen, daß die Bildung der Augite und Hornblenden nicht vor, sondern in die Periode der Feldspatausscheidung falle. Er sagt l. c. S. 173: »Zweifellos bildete sich Hornblende und Augit nach Beginn und vor Schluß der Feldspatausscheidung; nach Beginn derselben, weil die Feldspate Augite und auch Hornblenden einschließen, vor Schluß derselben, weil die kleinsten Augite scharf begrenzt in einem Gemenge von kleineren, nicht scharf begrenzten Feldspaten und von Magma schwimmen.« Die Beweisführung für den aufgestellten Satz ist offenbar nicht stichhaltig, sie nötigt vielmehr zur Annahme des Gegenteils. Aber der Verf. hat, wie auch sonst aus der schönen, ergebnisreichen Arbeit hervorgeht, die verschiedenen Generationen von Augit nicht auseinandergehalten. Daß vereinzelt Einschlüsse von Plagioklas in Hornblende beobachtet wurden, ist, falls nicht Deformationen der Hornblende vorhergingen, ein Beweis für sehr frühen Beginn der intratellurischen Feldspatbildung. Es wäre zu erwarten, daß dieser Feldspat zum Anorthit gehöre. Angaben hierüber enthält die Arbeit nicht. — Zwischenglieder zwischen eigentlichen Daciten und Biotit- oder Hornblende-Andesiten scheinen nach den Schilderungen von TH. WOLF, G. VOM RATH und C. W. GÜMBEL in den südamerikanischen Anden sehr verbreitet zu sein.

Mit Ausführlichkeit werden Glieder dieses Typus von BELOWSKY aus der Westcordillere in Nord-Ecuador beschrieben, so z. B. Amphibol-

* KÜCH nennt das Gestein einen quarzführenden Amphibol-Pyroxen-Andesit.

Pyroxen-Dacite aus den Escaleras-Bergen und als Lava des Pucará, Amphibol-Biotit-Dacite vom Piñon und Cotocachi, ebenso von Küch Pyroxen-Amphibol-Dacit mit nevaditischem Habitus (auch olivinführend) von den Llanos de las Mesas am Tajumbina und mit geringem Quarzgehalt, so daß sie sich den Andesiten nähern, vom Chiles (z. T. mit sphärolithischer Grundmasse) in Columbia und von Eiilich vom Iliniza und Atacatzo in Ecuador. — Esch untersuchte feldspatreiche Amphibol-dacite mit akzessorischem Pyroxen und etwas Olivin bei hyalopilitischer bis pilotaxitischer Struktur vom Mojanda auf der ecuatorianischen Ost-Cordillere und einem olivinfreien und quarzreicheren Typus (der Quarz ist z. T. rosarot) von dem Dorfe Puéllaro in demselben Gebiete.

Andesitische Dacite kommen nach Iddings zusammen mit und übergehend in Amphibol-Biotit-Andesite im Eureka-Distrikt in Nevada vor und verlaufen andererseits in perlitische Hyalodacite. Die Einsprenglinge von Labradorit nebst spärlichem Sanidin, Amphibol, herrschendem Biotit, Augit und Quarz sind dieselben in den hyalopilitischen und pilotaxitischen andesitischen Daciten, wie in dem perlitischen Hyalodacit von Dry Lake und aus der Nähe der Sierra Canyon und South Hill wie im Andesit. Doch treten die Pyroxene in den Daciten mehr zurück gegen die Menge dieses Minerals im Andesit. — H. B. Patton fand in den Daciten des Gebietes um den Crater Lake im National-Park den Amphibol sehr verbreitet und zwar ebenfalls, wie oben von den griechischen Daciten angegeben wurde, in zwei verschiedenen Typen. Am häufigsten ist eine bräunlichgrüne Hornblende mit c dunkelolivgrün bei schwachem Stich ins Braune, b dunkelgrünlichbraun, a zitrongelb bis grünlichgelb, $c : c = 6^0 - 7^0$, weniger verbreitet ist eine Hornblende mit c dunkelbräunlichrot, b rötlichbraun, a gelb. Einen Amphibol-Hypersthen-Dacit stellt der Erguß des Llao Rock, der teils vitrophyrisch mit bandförmigen Schlieren von bimssteinähnlichem Charakter, teils lithoide ist. Die bis zu 80% des vitrophyrischen Typus bildende, farblos durchsichtige Glasbasis ist voll von Pyroxenmikrolithen, während Feldspatmikrolithe nur in geringer Menge vorhanden sind oder ganz fehlen. Dagegen ist die lithoide Ausbildungsform reich an Feldspatmikrolithen. Eine dritte Facies dieses Stromes ist sphärolithisch. Hornblendereiche und holokristalline ältere Ausscheidungen von geringen Dimensionen sind verbreitet. — Bei den andern Dacitströmen des Crater Lake herrschen die sphärolithischen Typen. An losen Auswürflingen des Gebietes beobachtete Patton granophyrische Quarzverwachsungen und schwammig ausgebildete Sanidin-Mäntel um die Kalknatronfeldspate.

Die von Lindgren beschriebenen andesitischen Dacite von den Belt Mts., Montana, sind holokristallin und gehen in dioritporphyritische Typen über. Hervorzuheben ist das Auftreten von Orthoklaseinsprenglingen. Die systematische Stellung dieser Gesteine bedarf wohl noch der Prüfung.

Nach A. Lacroix sind Dacite in mannigfacher Ausbildung ver-

breitet unter den älteren Ergüssen von Martinique, so in dem Massif du Carbet und anderen Punkten in der Bucht von Fort-de-France. Als Einsprenglinge enthalten sie reichlichen Quarz (bis 1 cm groß), Plagioklas, Hornblende in bis 2 cm langen Säulen mit herrschendem (100) und (010), Biotit und gelegentlich bis 1,5 cm große Körner von Almandin. Das Mikroskop läßt noch Hypersthen, monoklinen Pyroxen, Magnetit, Apatit und Olivin erkennen. Die Struktur ist bald vitrophyrisch, bald hyalopilitisch oder pilotaxitisch mit Mikrolithen von Andesin, der bis zu Labradorit sinken kann. Sehr verbreitet sind auch mikrogranitische, quarzhaltige Grundmassen. Die Feldspateinsprenglinge sind stark zonar gebaut, der Amphibol braun bis rotbraun und oft stark opacitisch, am Carbet auch in ein Gemenge von Augit und Kalknatronfeldspat umgewandelt. Der Biotit gehört zum Meroxen mit $2E = 40^0$, ist aber durch Zwillingsbildung oft scheinbar einachsig. In einem Dacit von der Alma war ein großer Biotit vollkommen in ein Aggregat aus Bytownit und Hypersthen umgewandelt, das parallel zur Spaltbarkeit des ursprünglichen Biotits von Schnüren aus Biotitfetzen und Magnetitkörnchen durchzogen war. Bei der Betrachtung mit unbewaffnetem Auge sind die Biotite von einer helleren, etwas fasrigen Zone umgeben, die aus einem Gemenge von Plagioklas (oft durch Opal oder Tridymit ersetzt) und von Hypersthen besteht, der tiefer gefärbt ist, als der Hypersthen des normalen Gesteins. Die Quarzeinsprenglinge sind sehr oft korrodiert und von einem Mantel aus Pyroxenkriställchen und Glas umgeben. Auf den Bruchflächen des Gesteins sieht man oft Augithäufchen, die die Stelle ursprünglicher Quarzeinsprenglinge einnehmen. — An der Alma-Furt enthält der pilotaxitische Dacit bis kopfgroße Einschlüsse älterer Ausscheidungen von porphyrischer Struktur. Reichliche Quarzdihexaëder mit schmalen Kränzen aus tiefgrünem Pyroxen sind mit großen Individuen von basischem Bytownit mit Labradoritmänteln, Hornblende und Augit vergesellschaftet und durch ein Gewebe von kleineren, leistenförmigen Labradoriten und kleineren Hornblendesäulchen verkittet. Ja nicht selten ist noch eine dritte Generation von Feldspaten aus trichitischem Andesin vorhanden. Auch in diesen älteren Ausscheidungen erscheint Olivin neben Quarz. — Am Grand Piton, Piton pierreux, Morne Citron und in den Konglomeraten bei Macouba auf Martinique treten mikrogranitische Dacite auf, die auffällig den Esterelliten des Dép. du Var gleichen. Große Einsprenglinge von Quarz, Amphibol, Biotit, Hypersthen und stark zonaren Plagioklasen (Labradorit und Andesin) liegen in einer bläulichgrauen Grundmasse von Andesin- und Oligoklasmikrolithen mit Quarz und oft auch mit Hyperthenmikrolithen. Titanhaltiger Magnetit ist ziemlich reichlich als Einsprengling und in der Grundmasse vertreten.

Andesitische Quarzporphyrite finden sich in vielen der großen permocarbonischen Porphyritgebiete Deutschlands, so im Saar-Nahe-Gebiet, in Sachsen, im Harz, wo z. B. der von Lossen in losen Blöcken am Hasselfelderweg von Elbingerode nach dem Hainholze aufgefundene

Quarzhypersthenporphyrit genau den andinischen Hypersthendaciten entspricht, und in Thüringen, auch bei Lugano. Aber ihr Quarzgehalt ist meistens recht klein und fast allenthalben auf die Grundmassen beschränkt, so daß es sich empfiehlt, diese Vorkommnisse nicht von den eigentlichen Porphyriten zu trennen.

Einen andesitischen Quarzglimmerporphyrit mit pilotaxitischer Struktur beschreibt MAYNARD HUTCHINGS aus dem Lake-Distrikt in Nordengland.

Die Hyalodacite und Vitrophyrite.

Die Hyalodacite und Vitrophyrite sind z. T. einsprenglingsreiche Gesteine von nevaditischem Habitus oder sie gehen durch Zurücktreten der Einsprenglinge in Dacitpechsteine, Dacitperlite, Dacitobsidiane und Dacitbimssteine über. Der wesentliche Charakter derselben ist darin zu sehen, daß die kristallinen Ausscheidungen in der Effusionsperiode wenig zahlreich sind oder ganz fehlen; das Zurücktreten der intratellurischen Ausscheidungen bedingt den Übergang in die reinen Gläser. Die Hyalodacite unterscheiden sich nur chemisch und mineralogisch durch das Fehlen oder doch starke Zurücktreten des Alkalifeldspats von den Hyaloliparіten; die Strukturformen sind in beiden Gruppen durchaus die gleichen. Als genetisch bedeutsam ist es hervorzuheben, daß in den Hyalodaciten die Resorptionsphänomene um Biotit und Hornblende fehlen. Die rasche Erstarrung des Gesteins bei der Effusion, welche die Kristallisation der Grundmasse hinderte, ließ auch chemische Veränderungen der intratellurischen Ausscheidungen nicht zu. Daß der Aufstieg dieser Gesteine in den Eruptionskanälen ein z. T. sehr heftiger und tumultuarischer war, darauf weisen die gerade hier überaus häufigen Zerbrechungen der Einsprenglinge hin.

Einen typischen vitroporphyrischen Biotit-Dacit stellt SZABÓ's Oligoklas-Biotit-Quarz-Trachyt von Deménd bei Erlau in der Matra dar. Außer den genannten Mineralien liegen Magnetit, Apatit und spärlicher Zirkon in der hellgraugelblichen, globulitisch gekörnelten Glasbasis. Mikrolithische Ausscheidungen fehlen vollständig. Die Basis nimmt hie und da perlitischen und bimssteinähnlichen Charakter an. — Einen vitrophyrischen Dacit von nevaditischem Habitus, nicht unähnlich den Hyalonevaditen der Maremmen, beschreibt OSANN von Mazarron am Cabo de Gata. Die zahlreichen Einsprenglinge sind Biotit, Quarz, Cordierit und Feldspate, die vorwiegend zum Andesin gehören. Der bis zentimetergroße Cordierit ist vollendet idiomorph mit (110) (010) (100) (001) (111) (112), nie verzwillingt und reich an Flüssigkeits- und Glaseinschlüssen in der Form des Wirtes. Der Glimmer ist z. T. normaler dunkler Biotit, z. T. ein hellerer und jüngerer Glimmer, wie er den Verit charakterisiert. Dieser verwächst mit dem normalen Biotit und tritt auch als Grundmassegemengteil auf neben ungestreiftem Feldspat und Pyroxen. In der Nähe der Erzgänge ist das Gestein propylitisch und holokristallin geworden.

In der Serrata und ihrer nördlichen Fortsetzung, sowie im nördlichen Teile der Sierra del Cabo am Cabo de Gata tritt noch eine andere nevaditische Gruppe von Daciten auf, unter deren Einsprenglingen eine sehr gut idiomorphe Hornblende in großen Kristallen zunächst ins Auge fällt, die im durchfallenden Lichte grün wird. Sie wird von Augit und Bronzit oder Hypersthen begleitet und gelegentlich überwuchert, während Biotit teils ganz fehlt, oder nur sehr untergeordnet, selten reichlicher (Cerro de las Yeguas, Coloradillos) erscheint. Die Feldspateinsprenglinge wurden als Labradorit bestimmt; Sanidin fehlt ganz. Die Struktur wechselt vom rein Vitrophyrischen zu hypokristallinen Formen mit überwiegenden kristallinen Ausscheidungen der Effusionsperiode. Die vitrophyrischen Formen (San Pedro, Rosico) haben eine wasserhelle Basis, die mit einem von Schüppchen und Fäserchen erfüllten Mikrofelsit wechselt und nur wenig Augit- und Feldspatmikrolithe führt. Bei zurücktretender Basis entwickelt sich eine doppelte Strukturreihe: eine hyalopilitische mit Augit- und Feldspatmikrolithen und eine solche ohne Augit mit meistens ungestreiftem Feldspat und Quarz.

Pyroxenfrei und nur Biotit neben Hornblende führend sind die Dacite der Gegend von Artichuela und der Majada de vacca. In diesem letzteren ist mit der normalen grünen Hornblende eine hellgraugrüne innigst und gesetzmäßig verwachsen, die nur schwachen Pleochroismus besitzt und eine feine zwillingsartige Streifung nach $P\breve{\infty}$ ($\bar{1}01$) zeigt. Ihre Auslöschungsschiefe ist c : c etwa = 17°.*

Mercalli beschreibt einen vitrophyrischen Glimmerdacit von dem Monte Soriano im Gebiet von Viterbo, Bertolio einen solchen Biotit-Hornblendedacit (der Feldspat ist Labradorit, die Hornblende hat c : c = 3°—4° und c dunkelbraun, a goldgelb) von Siliqua in Südsardinien.

Einen Dacit vom Charakter eutaxitischer Agglomeratlaven vom Elbrus untersuchten Dannenberg, v. Ammon uud Riva. Die Einsprenglinge sind Labradorit, Hypersthen, sehr wenig Augit und brauner Amphibol, neben dem auch ein farbloser auftritt, ähnlich dem schon von Osann (Z. D. G. G. 1891. XLIII. 702) vom Cabo de Gata beschriebenen, etwas Biotit und Quarz. In der teils glasigen, teils hyalopilitischen Grundmasse erscheinen neben herrschenden Mikrolithen von Augit auch solche von Amphibol und Hypersthen zweiter Generation. — Ein Amphiboldacit von Borjom im oberen Kuratale in Armenien mit viel Quarz in der Grundmasse enthält nach Dannenberg auch einsprenglingsartige Quarzkörner, die jedoch für Fremdlinge gehalten werden. Ebenso beschreibt Lacroix aus diesem Gebiete dacitische und andesitische Gesteine, die Orthoklaskörner als Fremdlinge enthalten und Pelikan bespricht ein dem Borjom-Dacit ähnliches Vorkommen von Katharinenfeld als Hornblende-Andesit.

* Schröder van der Kolk beschreibt von Ambon, zumal vom Abhang des Wawani auf der nördlichen Halbinsel Hitu und von der Molukkeninsel Saparua Pyroxen- und Glimmerandesite, die nach seiner Beschreibung auffallend an die Cabo de Gata-Typen erinnern und mit diesen z. T. den hohen Sanidingehalt und den Reichtum an Cordierit teilen.

Nach L. Milch gehört ein vitrophyrischer Biotit-Amphibol-Dacit vom Deleng Baros am Aufstieg zur Batak-Hochfläche in Zentral-Sumatra nach seiner chemischen Zusammensetzung nicht zur normalen Reihe, sondern zu einer Na_2O-reichen Zwischenreihe und streicht sehr nahe an trachytische Typen heran. — Die von H. Bücking beschriebenen orthoklasreichen Dacite, die als Geschiebe im Lau Ambariti und anstehend am Kampong Ladi in Ost-Bekalla, Sumatra, gefunden wurden, gehören zu den holokristallinen und felsitischen Typen. — Vitrophyrische Hypersthendacite von Saparua in den Molukken beschrieb F. v. Wolff.

Eine höchst interessante Gruppe von Hyalodaciten beschreibt Küch von dem Cumbal, dem Azufral von Tuquerres, aus der Gegend von Pasto, vom Chiles und vom Cerro negro de Mayasquer. Dieselben enthalten als farbige Silikatgemengteile z. T. Amphibol, z. T. Biotit mit oder ohne Pyroxen, z. T. vorwiegend Pyroxen mit untergeordnetem Biotit. Zu den letzteren gehört das eingehend beschriebene Gestein vom Cumbal. Einsprenglinge von Andesin nebst sehr wenig Sanidin, Hypersthen und Augit, sowie Quarz in rundlichen Körnern liegen in einer Grundmasse aus reichlichem Glase mit Feldspatleistchen, Pyroxenkriställchen und mikrolithischen Quarzdihexaëdern, etwas Magnetit und Apatit. Die wenigstens in ebenso reichlicher Menge, wie Feldspat, in der Glasbasis auftretenden Quarzdihexaëder zweiter Generation von durchschnittlich 0,02 mm, oft auch nur 0,005 mm Durchmesser sind sehr scharf idiomorph und enthalten oft große zentrale Glaseinschlüsse. Um sie herum zeigt das Glas oft Spannungsphänomene, die sich in Rissen und Sprüngen und einer schwachen Aufhellung zwischen gekreuzten Nicols kundgeben. Nicht selten ist das farblose Glas felsosphärolitisch entglast. Diese Quarzdihexaëder zweiter Generation in reichlichem Glase sind von hohem Interesse für die vulkanische Gesteinsbildung. — Derselbe Verfasser beschreibt einen perlitischen Hyalodacit von der Loma de Ales zwischen Pasto und dem Azufral de Tuquerres, der neben Kalknatronfeldspat nur wenig Sanidin, grünen Amphibol, wenig Quarz, Apatit und Zirkon als intratellurische Bildungen führt. Die Perlitkugeln geben ein Interferenzkreuz, welches mit den von Fouqué an Glaskugeln im Andesitbimsstein von Santorin beschriebenen verglichen wird. Über den Charakter dieser Doppelbrechung wird nichts mitgeteilt. Bedeutsam ist die Beobachtung, daß die Zentren dieser doppelbrechenden Glaskugeln auffallend widerstandsfähig gegen Flußsäure waren.

Bei den columbianischen Daciten und ebenso bei den Andesiten dieses Gebietes kommt nach Küch in ziemlicher Häufigkeit eine eutaxitische Struktur vor. Da die Einsprenglinge in der Hauptmasse des Gesteins und in den Flecken von abweichendem Aussehen dieselben sind, beruht die Struktur nur auf einer verschiedenen Art der Grundmasse-Entwicklung, die, wie bei den Lipariten beschrieben wurde, teils vitrophyrisch, teils felsophyrisch ist.

Vom Vulkan Kilatoa in Ecuador beschreibt Klautzsch nevaditische Biotit-Amphibol-Hyalodacite, die äußerlich infolge ihrer fluidalen

Struktur fast den Habitus kristalliner Schiefer haben. Ihre Einsprenglinge sind demzufolge fast niemals idiomorph, sondern verbogen, zerbrochen und zerstückelt.

Hyalodacite, welche in Dacitgläser übergehen, sind auch im Great Basin nach Hague und Iddings verbreitet und manche Obsidiane dieses Gebietes, sowie aus Kalifornien, dürften hierher gehören. Geologisch wie mineralogisch sind auch hier die Beziehungen zu Biotit- und Amphibol-Biotit-Andesiten unverkennbar. — Das Gleiche gilt nach denselben Autoren für die Dacite der Republik Salvador, welche in mannigfacher Entwicklung (z. T. Hypersthen- und Augit-führend) am Cerrito de Avila, am Cerro la Tabla, bei San Sebastian u. a. O. vorkommen. — Vitrophyrischer Biotitdacit mit spärlicher bräunlichgrüner Hornblende kommt nach Bergeat zwischen Jocotan und Olopa in Guatemala vor. — Einen vitrophyrischen Augitdacit mit brauner Glasbasis beschreibt Koto von Hosio am Arafune Peak in Japan und Retgers von Toba in Sumatra. Die Feldspateinsprenglinge sind Labradorit.

F. L. Ransome untersuchte einen über 1000 Fuß mächtigen hellrötlichgrauen, in den tieferen Lagen fast schwarzen Hyalodacit aus dem Gebiete von Globe in Arizona. Zahlreiche, aber kleine korrodierte Einsprenglinge von zonarem Plagioklas (Ab_1An_1 bis Ab_5An_3), stark korrodierte Sanidine in geringer Menge, wenig hervortretende Quarzkörner, hexagonale Biotitblättchen und gelegentlich grüner Amphibol nebst Apatit, Zirkon, Titanit und Magnetit sind die intratellurischen Bildungen. Das Mengenverhältnis von Plagioklas zu Sanidin ist etwa 12 : 1 und der Quarz ist nur wenig reichlicher als Sanidin. Die braune Glasbasis enthält in wechselnden Mengen globulitische und trichitische Gebilde und Feldspat-Sphärolithe. Diese Dacite werden von bedeutenden Massen eines weißen Tuffes begleitet, der aus denselben Mineralien und stark kryptokristallin veränderten Glasscherbchen nebst reichlichem Calcit besteht.

Der Typus der nevaditischen Hyalodacite ist jenes schöne Gestein vom Lassen's Peak in Kalifornien, auf welches hin v. Richthofen den Nevadittypus aufstellte. Nach den Untersuchungen von Hague und Iddings besteht dasselbe aus farblosem Glase von fast bimssteinähnlichem Charakter mit wechselndem, aber nie hohem Gehalt an mikrolithischen Gebilden zweiter Generation (Hornblende, etwas Biotit, Pyroxen, Magnetit) und zahlreichen großen Einsprenglingen von Andesin, Biotit, Amphibol und Quarz, sowie seltenem Pyroxen. Die geringe Menge der glasigen Grundmasse weniger, als ihre Farblosigkeit läßt sie gegen die Einsprenglinge zurücktreten und bewirkt so einen bei flüchtiger Betrachtung fast granitischen Habitus. — Eine gewisse Verwandtschaft mit diesem Gestein hat ein Vorkommen, welches Th. Wolf aus der Provinz Azuay in Ecuador beschrieb. Zahlreiche Dihexaëder und Körner von Quarz und stark korrodierte, in geringerer Menge auftretende Plagioklasindividuen liegen in einer Bimssteingrundmasse. Farbige Silikatgemengteile und Magnetit fehlen durchaus. Dieses auffallende Gestein bildet

zwei isolierte Bergmassen zwischen den Flüssen Oña und Udushapa und dem Udushapa und Tablayacú, östlichen Nebenflüssen des Rio Leon.

Die Gläser der Hyalodacite sind, soweit bekannt, durchweg Obsidian- und Bimssteingläser.

Quarzglimmervitrophyrite sind bisher nur wenige bekannt geworden. Man wird hierher wohl ein von Gümbel (Ostbayrisches Grenzgebirge S. 422—424) beschriebenes, in naher Beziehung zu Quarzporphyr auftretendes Gestein im Rotliegenden am Kornberge bei Erbendorf stellen dürfen. Es werden nur Einsprenglinge von Quarz und Feldspat angegeben; akzessorisch soll Olivin vorkommen; die Grundmasse ist ein Pechsteinglas, da die Bauschanalyse 4,90 H_2O ergab. Nach Wald. v. Luczizky enthält das Erbendorfer Gestein einen rhombischen Pyroxen, auch mit Umwachsung durch Augit, und bildet nur bombenähnliche Auswürflinge, nicht, wie Gümbel angibt, einen Gang im Quarzporphyrit dieser Lokalität. Die Quarze dieses Gesteins hält Luczizky (N. J. Zentralblatt 1904. 577) z. gr. T. für Fremdlinge. Danach scheinen hier zweierlei Gesteine vorzukommen.

W. H. Hobbs beschreibt unter der Bezeichnung Volcanit Bombenauswürflinge der Eruption von Volcano vom Jahre 1888, welche aus einem Bimssteinzentrum mit einer Rinde von Obsidian bestehen und deren Oberfläche Spalten aufweist, wie hartgebackene Brotrinde. Die Dünnschliffe aus dieser Rinde zeigen reichliche Feldspat- und Augiteinsprenglinge, die ersten bis 75 mm groß, in einer Obsidianbasis mit Feldspatleistchen. Die Einsprenglinge sind Anorthoklas und Andesin, ersterer größer und zahlreicher mit der Auslöschungsschiefe von 0^0 auf P, $+ 4^0$ bis 7^0 auf M und mit nur selten wahrnehmbarer Gitterstruktur. Am Rande tritt zuweilen ein Saum mit etwas abweichender Auslöschungsschiefe auf. Zwillinge finden sich, auch nach dem Bavenoer Gesetz. Spez. Gew. = 2,559. Die Augiteinsprenglinge sind grün, mit oft zentral und randlich verschiedenem Tone, aber ohne Zonarstruktur. Als Pseudokristalle von Augit werden Einschlüsse gedeutet, welche gesteinsartig und im Gegensatz zu der Volcanitmasse frei von Hohlräumen sind. Sie bestehen aus Magnetit in Körnchen und herrschendem, beinahe farblosem Augit in einer holokristallinen Matrix, die auch größere Augit- und Feldspateinsprenglinge führt. Diese Einschlüsse haben die Form von Augitkristallen und werden als magmatisch veränderte, intratellurische Augitausscheidungen angesehen. Hobbs möchte sie mit den Pseudoleuciten in den Tinguaitporphyren von Brasilien, Arkansas und Oberwiesenthal vergleichen. Auch der Olivin findet sich im Volcanit als Einsprengling.

Die Einreihung dieser Bomben bei den Daciten begründet Hobbs mit der chemischen Zusammensetzung, obschon der Quarz fehlt, der zum Dacitbegriff gehört. Vor allen Dingen aber gehört zum Gesteins-

begriff die geologische Selbständigkeit, die man Bomben wohl kaum zuerkennen kann, so interessant deren von Hobbs mit großer Sorgfalt ermittelte Zusammensetzung ist. — Der beträchtliche Anorthoklasgehalt dieser Bomben zusammen mit dem zuerst von H. Bäckström in den Ergußgesteinen von Vulcanello nachgewiesenen Leucitgehalt gibt zu denken und erweckt Zweifel an der Richtigkeit der herrschenden Auffassung über die systematische Stellung der Gesteine der äolischen Inseln.

J. W. Gregory beschreibt unter dem Namen Geburit-Dacit das Hauptgestein des 40 miles NW von Melbourne in Victoria schroff aus der von altpaläozoischen Sedimenten, Quarzglimmerdiorit und tertiären Basalten gebildeten Ebene ansteigenden Mount Macedon, den die Eingeborenen Gebur nennen. Das feinkörnige, im frischen Zustande dunkelgrüne bis schwarze, grau oder rötlich gefleckte Gestein, welches bei Verwitterung braun oder rötlich wird, enthält in einer körnigen (granulitic) bis pilotaxitischen Grundmasse reichliche Einsprenglinge von z. T. korrodierten, z. T. idiomorphen, zonargebauten Feldspaten, von Hypersthen, spärlichem Augit und idiomorphem Ilmenit. Der Feldspat wird nach der Auslöschungsschiefe von 22° (einmal auch 28°) auf der Basis als Bytownit bestimmt, was allerdings weder mit dem angegebenen spezifischen Gewichte 2,58—2,62 noch mit der Bauschanalyse (SiO_2 64.38, Al_2O_3 13.62, Fe_2O_3 9.17, MgO 2.18, CaO 1.99, Na_2O 6.28, K_2O 3.51, Sa. 101.13) in Einklang zu bringen ist. Die Grundmasse besteht aus einem körnigen Mosaik von Feldspat und Quarz mit Leistchen von Oligoklas und etwas Biotit. Neben diesem, in mächtigen Gängen auftretenden Typus tritt ein zweiter auf, der braun und grau verwittert, fluidale und pilotaxitische Struktur, sonst aber dieselbe Zusammensetzung wie der erste Typus besitzt. In geologischer Assoziation mit diesem Geburit-Dacit treten Sölvsbergit, Trachyphonolith und Andesite auf, in denen Gregory Anorthoklas, unfrischen Nosean und Olivin beobachtete. Der Verf. gelangt zu der Überzeugung, daß in dem Geburitdacit nach dem chemischen Bestande ein Glied der Alkaligesteinsreihe vorliege, macht aber keinen Versuch, seine Bestimmung des Mineralbestandes mit dieser Auffassung und mit den Resultaten der Analyse in Einklang zu bringen. Die Analyse hat deutlich pantelleritischen Charakter, wenn auch im einzelnen die Zahlen nicht recht stimmen wollen. — In andern Distrikten von Victoria (Dandenong, Cerberean Range, Blacks Spur) finden sich normale Dacite.

Über Gesteine, die man nach ihrem Mineralbestande Alkali-Dacite nennen muß, aus Queensland berichtete H. J. Jensen. Sie werden später bei den Trachyandesiten besprochen werden.

Die Familie der andesitischen und porphyritischen Gesteine.

Literatur.

Gio. d'Acchiardi, Roccie eruttive del bacino boratifero di Sultan-Tchair. Proc. verb. Soc. tosc. di Sc. nat. Pisa 1894.

— Le andesiti augitico-oliviniche di Torralba (Sardegna). Boll. Soc. geol. Italiana. 1896. XV. fasc. 4.

Frank D. Adams, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report of the Canadian geol. Survey for 1882.

Jos. G. Aguilera y Ez. Ordoñez, Expedicion scientifica al Popocatepetl. Comision geol. Mexicana. Mexico 1895.

Allport, On the diorites of the Warwickshire coalfield. Q. J. G. S. 1879. XXXV. No. 139. 637—642.

L. v. Ammon, Petrographische Ergebnisse der Reise des Herrn R. Oberhummer in Kleinasien nebst allgemeinen geologischen Bemerkungen. Aus R. Oberhummer und H. Zimmerer, Durch Syrien und Kleinasien. Berlin 1899.

— Petrographische und paläontologische Bemerkungen über einige kaukasische Gesteine. Aus: G. Merzbacher, Aus den Hochregionen des Kaukasus. Bd. II. Leipzig 1901.

— Die Steinkohlenformation in der bayrischen Rheinpfalz. Abdruck aus den Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken der geognost. Karte des Königreichs Bayern. München 1903.

W. Anderson, On the general geology of the South Coast, with petrological notes on the intrusive granites and their associated rocks around Moruya, Mount Dromedary and Cobargo. New South Wales geol. Survey. Records II. 4. 141. Sydney 1892.

E. Artini, Studii petrografici su alcune rocce del Veneto. Giorn. di min., cristallogr. e petrogr. 1890. I. fasc. 2.

— Sopra alcune rocce dei dintori del Lago d'Orta. Rendic. Istit. lombardo. (2.) XXV. fasc. 14. Milano 1892.

G. J. A. Artopé, Über augithaltige Trachyte der Anden. Göttingen. Inaug.-Diss. Jahr?

S. Athanasiu, Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1899. XLIX. 429.

H. Bäckström, Über angeschwemmte Bimssteine und Schlacken der nordeuropäischen Küsten. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handl. XVI. Afd. II. No. 5. 1890. Stockholm.

Jos. Barrell, Microscopical petrography of the Elkhorn mining district, Jefferson Co., Montana. U. S. geol. Survey, 22. Annual Report, Part II. 511. Washington 1901.

K. Baumgartner, Über vulkanische Auswürflinge von Bad Tusnád in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1902. XXI. 31.

R. Beck und J. Hazard, Erläuterungen zu Sektion Dresden der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1893.

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. (In H. Abich, Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1.) Westhälfte. Wien 1882. 329—364.

Fr. Becke, Der Hypersthen-Andesit der Insel Alborán. T. M. P. M. 1899. XVIII. 525.
— Über Alboranit und Santorinit und die Grenze der Andesitfamilie. Ibidem 1900. XIX. 182.
A. Becker, Über die dunklen Umrandungen der Hornblende und Biotite in den massigen Gesteinen. N. J. 1883. II. 1.
Geo. F. Becker, The geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington 1882.
— The Washoe rocks. California Acad. of Science. Bull. 1886. II. 6.
— Geology of the quicksilver deposits of the Pacific Slope. Washington 1888.
— Reconnaissance of the gold fields of southern Alaska, with some notes on general geology. U. S. geol. Survey. 18th Annual Report, part III. 1. Washington 1898.
H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des Indischen Archipels. Amsterdam 1880.
— Die Gesteine der Vulkane von Java. Verhd. kon. Akad. Amsterdam XXIII. 1882.
M. Belowsky, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Berlin 1892.
A. Bergeat, Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. T. M. P. M. 1892. XII. 263.
— Zur Kenntnis der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. Z. D. G. G. 1894. XLVI. 131.
— Cordierit- und granatführender Andesit von der Insel Lipari. N. J. 1895. II. 148.
— Der Stromboli. Habilitationsschrift. München 1896.
— Die äolischen Inseln (Stromboli, Panaria, Salina, Lipari, Vulcano, Filicudi und Alicudi) geologisch beschrieben. München 1899. Abhandl. k. bayer. Akad. d. Wiss. II. Kl. XX. Bd. 1. Abt.
— Die Produkte der letzten Eruption am Vulkan S. Maria in Guatemala (Oktober 1902). N. J. Centralbl. 1903. 112.
— Nachtrag zu K. Sapper's Aufsatz: Über die jüngsten Ereignisse am Vulkan Izalco. Ibidem 1903. 129.
J. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.
— Etude géologique du massif ancien situé au sud du plateau central. Paris 1889.
W. Bergt, Die Gesteine der Ruinenstätte von Tiahuanaco im alten Perú (Bolivia). Isis. 1894. 35.
— Die älteren Massengesteine, kristallinen Schiefer und Sedimente. In: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika. Geologische Studien in der Republik Columbia. II. Berlin 1899.
— Aschenstruktur in sächsischen Porphyrtuffen. Isis. 1902. 35. Dresden.
G. A. Bertels, Ein neues vulkanisches Gestein. Verhdlgn. d. Würzburger phys.-med. Ges. Neue Folge. VIII. 1874.
S. Bertolio, Note sur quelques roches des Collines Euganéennes. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XXI. 406. 1893.
— Sur le massif volcanique de Siliqua (Sardaigne méridionale). Ibidem XXIII. 437. 1895.
— Contribuzione allo studio dei terreni vulcanici di Sardegna. Boll. R. Com. geol. d'Italia 1896. 181.
F. Beyschlag, Geognostische Skizze der Umgegend von Crock im Thüringer Wald. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. LV. Halle a. S. 1882.
F. Bier, Petrographische Untersuchung von Gesteinen aus Südarabien. Denkschr. d. math.-naturw. Klasse d. kais. Akad. Wiss. Bd. LXXI. Wien 1906.
Jos. Blaas, Petrographische Studien an jüngeren Eruptivgesteinen Persiens. T. M. P. M. 1880. III. 457—503.
Hugo Böckh, Vorläufiger Bericht über die Altersverhältnisse der in der Umgebung von Selmeczbanya vorkommenden Eruptivgesteine. Föld. Közl. 1901. XXXI. 365.
T. G. Bonney, On some specimens of lava from Old Providence Island. Min. Mag. VI. No. 27. 39—45.
— Fulgurites from the Andes. Geol. Mag. 1899. Dec. IV. vol. VI, pag. 1.

T. G. Bonney, Notes on some rocks from Ararat. Geol. Mag. (5.) II. 52. London 1905.
M. Boule, Description géologique du Velay. Bull. du Service de la Carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.
W. S. Boulton, The igneous rocks of Pontesford Hill (Shropshire). Q. J. G. S. 1904. LX. 450.
R. Brauns, Asche des Vulkans Sta. Maria in Guatemala. N. J. Centralblatt 1903. 132 und 1903. 290.
Raf. Breñosa, Las porfiritas y microdioritas de San Ildefonso y sus contornos. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1884. XIII.
R. Bréon, Notes pour servir à l'étude de la géologie de l'Islande et des îles Foeroe. Paris 1884.
W. Bruhns, Der Porphyritzug von Wilsdruff-Potschappel. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 736.
H. Bücking, Quarzporphyrit von der Kernbachswand, in: H. Spranck, Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. Marburg 1878.
— Mitteilungen über die Eruptivgesteine der Sektion Schmakalden. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1887. 119. Berlin 1888.
— Beiträge zur Geologie von Celebes. Petermann's geogr. Mitt. 1899. Heft XI und XII.
— Cordierit von Nord-Celebes und aus den sog. verglasten Sandsteinen Mitteldeutschlands. Ber. d. Senckenberg. naturf. Ges. in Frankfurt a. M. 1900.
— Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlungen d. geol. Reichsmus. zu Leiden. (1.) VII. 27. Leiden 1902.
— Zur Geologie des nordöstlichen indischen Archipels. Ibid. Ser. 1. Bd. VII. 231. Leiden 1904.
— Zur Geologie von Nord- und Ost-Sumatra. Ibid. Ser. 1. Bd. VIII. 1. Leiden 1904.
— Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden der geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Berlin 1906.
L. Bucca, Le Andesiti dell' Isola di Lipari. Boll. R. Com. geol. Roma. 1885. No. 9 u. 10.
— Contribuzione allo studio petrografico dell' agro Sabatino e Cerite, prov. di Roma. Ibid. 1886. No. 5 u. 6.
— Il monte di Roccamonfina. Ibid. 1886. No. 7 u. 8.
— Studio micrografico sulle roccie eruttive di Radicofani in Toscana. Boll. Com. geol. d'Ital. 1887. 274.
— Studio micrografico delle roccie dell' isola di Capraja nell' arcipelago toscana. Ibid. 1887. No. 7 u. 8. 207.
J. Budai, Zur Petrographie der südlichen Hargitta. F. K. 1881. XI. 296—303.
L. Busatti, Contribuzioni chimico-mineralogiche e petrografiche. Soc. tosc. Sc. nat. Pisa. Memorie. XIII.
Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bollet. de la Comision del mapa geológ. de España. IX. 1882.
Frank C. Calkins, Contributions to the petrography of the John Day Basin. Univ. of California Publ., Bull. Dep. of geology. III. 109. Berkeley 1902.
Camusset, Note sur une porphyrite à pyroxène. Bull. Soc. géol. Fr. 1889. (3.) XVIII. 165.
Th. C. Cantrill and Herb. H. Thomas, On the igneous and associated sedimentary rocks of Llangynog (Caermarthenshire). Q. J. G. S. LXII. 223. 1906.
Geo. W. Card and J. B. Jaquet, The geology of the Cambewarra Mountain, New South Wales, with especial reference to the volcanic rocks. Records N. S. Wales geol. Survey. VII. Part 3. Sydney 1903. 103.
Al. Cathrein, Beiträge zur Petrographie Tirols. N. J. 1887. I. 157.
— Über Uralitporphyrit von Pergine. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1887. 215.
C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel und Roßdorf der geolog. Karte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1886.

JUL. MORGAN CLEMENTS, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1890. XL. 317.

E. COHEN, Über Lava von Hawaii und einigen andern Inseln des großen Ozeans etc. N. J. 1880. II. 23—62.

— Lava vom Ilopango-See. N. J. 1881. II. 205.

GRENVILLE A. J. COLE, The igneous rocks of Stanner. Geol. Mag. May 1886. (3.) III. No. 263. 219.

— The rocks of the volcano of Rhobell Fawr. Ibid. 1893. (3.) X. 337.

— On the geology of Slieve Gallion, in the county of Londonderry. Scient. Trans. Roy. Dublin Soc. 1897. (2.) VI. 213.

L. COLOMBA, Sopra alcune lave alterate di Vulcanello. Boll. Soc. geol. Italiana. 1901. XX. 233.

E. CORTESE e V. SABATINI, Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie. Mem. descritt. della Carta geol. d'Italia. VII. Roma. 1892.

G. R. CREDNER und E. DATHE, Erläuterungen zu Sektion Leisnig der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879.

CH. W. CROSS, On hypersthene-andesite. Amer. Journ. 1883. XXV. No. 146. 139—144.

— On hypersthene-andesite and on triclinic pyroxene in augitic rocks. Bull. U. S. geol. Survey. No. 1. Washington 1883.

— Explanatory note concerning triclinic pyroxene. Amer. Journ. July 1883. XXVI. 76.

— On some eruptive rocks from Custer Co., Col. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1887. 228.

— Petrography of the Leadville Region. Monograph XII. U. S. geol. Survey. Washington 1887.

— Geology of the Rosita Hills, Custer Co., Col. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1890. 269.

CH. WHITMAN CROSS and L. G. EAKINS, On ptilolite, a new mineral. Ibid. 1886. XXXII. 117.

J. CURIE et G. FLAMAND, Étude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie 1889.

K. DALMER, Erläuterungen zu Sektionen Schneeberg und Planitz-Ebersbrunn der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1885.

K. DALMER und R. BECK, Erläuterungen zu Sektion Wilsdruff-Potschappel der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.

BR. DAMMER, Das Rotliegende der Umgegend von Altenburg in Sachsen-Altenburg. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. für 1903. XXIV. 291. Berlin 1904.

A. DANNENBERG, Studien an Einschlüssen in den vulkanischen Gesteinen des Siebengebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 17.

— Die Trachyte, Andesite und Phonolithe des Westerwaldes. T. M. P. M. 1897. XVII. 301 und 421.

— Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer. T. M. P. M. 1900. XIX. 218. 257; — ibidem 1904. XXIII. 1.

E. DATHE, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Sektion Döbeln. Leipzig 1879.

A. DAUBRÉE, Phénomènes volcaniques du détroit de la Sonde (26 et 27 août 1883): examen minéralogique des cendres recueillies. C. R. 1883. XCVII. No. 21. 1100.

T. W. E. DAVID, W. F. SMEETH, J. A. SCHOFIELD, Notes on Antarctic rocks collected by Mr. C. E. BORCHGREVINK. Journ. and Proc. New South Wales Roy. Soc. 1895. XXIX. 461. (N. J. 1899. I. -476-.)

M. DEITERS, Die Trachytdolerite des Siebengebirges. Z. D. G. G. 1861. XIII. 99—140.

A. DELESSE, Recherches sur le porphyre rouge antique et sur la syénite rose de l'Egypte. Bull. soc. géol. Fr. (2.) VII. 484 et 524. 1850.

DEPRAT, Les formations néovolcaniques antérieures au Miocène dans le nord-ouest de la Sardaigne. C. R. CXLV. 208.

J. S. DILLER, Lava from the volcano on Bogosloff Island. Science. V. No. 103. Jan. 1885. 66.

J. S. Diller and Hor. B. Patton, The geology and petrography of Crater Lake, National Park. U. S. geol. Survey. Professional Paper No. 3. Washington 1902.

Corn. Doelter, Zur Kenntnis der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn. T. M. M. 1873. 51—106.

— Die Trachyte des siebenbürgischen Erzgebirges. Ibidem 1874. 13—30.

— Porphyrit von Lienz. Ibidem 1874. 89.

— Über einige Trachyte des Tokay-Eperieser Gebirges. Ibidem 1874. 199—222.

— Tridymitvorkommen aus dem Hargitta-Stock in Siebenbürgen. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1876. No. 14. 331—333.

— Über die mineralogische Zusammensetzung der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. Ibidem 1876. 289—308.

— Die Produkte des Vulkans Monte Ferru. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien. 1878. XXXIX.

— Über das Vorkommen von Propylit und Andesit in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1879. II. 1—17.

— Über das Vorkommen des Propylits in Siebenbürgen. Verhdlg. k. k. geol. R. 1879. II. 27—29.

R. v. Drasche, Zur Kenntnis der Eruptivgesteine Steiermarks. T. M. M. 1873. 1—12.

— Die Insel Réunion im Indischen Ozean. Wien 1878.

— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien 1878.

L. Duparc et F. Pearce, Sur les andésites et les basaltes albitisées du Cap Marsa. C. R. CXXX. 95. 1900.

— Les roches éruptives des environs de Ménerville (Algérie). Etude pétrographique par L. Duparc et F. Pearce. Etude géologique par Ét. Ritter. Mémoires de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Génève. 1900. XXXIII. No. 2.

J. Durham, On the volcanic rocks of the North-East of Fife, with Appendix by J. W. Judd. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 167. 418—434.

Alex. L. Du Toit, The geological survey of the divisions of Aliwal North, Herschel, Barkley East and part of Wodehouse. 9th Annual Report of the Geological Commission 1904. Cape of Good Hope. Capetown 1905. 73.

— Geological Survey of portions of the Divisions of Vrijburg and Mafeking. 10th Annual Report Cape of Good Hope geol. Commission 1905. 207. Cape Town 1906.

Arth. S. Eakle, Petrographical notes on some rocks from the Fiji Islands. Proceed. American Acad. of Sc. and Arts. 1899. XXXIV. 581.

N. W. Easton, Geologisch onderzoek van den omtrek der Brandewijnsbaai. Jaarb. van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indië. 1889. XVIII. 1.

— De vulkane Sitong en Pando ter westerafdeeling van Borneo. Ibid. 1889. XVIII. 24.

Fr. Eigel, Über einige trachytische Gesteine von der Insel S. Pietro. T. M. P. M. 1886. VIII. 62.

E. Elich, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Atacatzo bis zum Iliniza. Berlin 1893.

— Die vulkanischen Gesteine der Ost-Cordillere vom Pamba-Marca bis zum Antisana. W. Reiss: Ecuador 1870—1874. I. Berlin 1901.

B. K. Emerson, Alaska. The results of the Harriman Alaska-Expedition. Vol. IV. General Geology. Notes on the stratigraphy and igneous rocks. With petrographic notes by Ch. Palache.

Ham. Emmons, The petrography of the Island of Capraja. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 129.

L. dell' Erba, L'andesite pirosseno-micacea del Posilippo. Atti Accad. Pontaniana. (V.) XXIII. Napoli 1903.

L. Erös, Die Trachyte und Granite Ost-Serbiens. (Auszug in F. K. 1894. XXIV. 349.)

Ernst Esch, Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere, die Berge des Ibarra-Beckens und der Cayambe. Berlin 1896.

Oliver C. Farrington, Observations of Popocatepetl and Ixtaccihuatl with a review of the geographic and geologic features of the Mountain. Field Columbian Museum. Geol. Series, vol. I. No. 2. Chicago 1897.

W. G. Fearnsides, On the geology of Arenig Fawr and Moel Llyfnant. Q. J. G. S. 1905. LXI. 608.
J. Felix und H. Lenk, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. Leipzig 1890.
— Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. II. Teil. Leipzig 1898.
Geo. J. Finlay, The geology of the San José District, Tamaulipas, Mexico. Annals New York Acad. of Sc. XIV. 247. 1904.
— Geology of the San Pedro District, San Luis Potosi. The School of Mines Quarterly. XXV. 60. 1903.
John S. Flett, A Hypersthene Andesite from Dumyat (Ochils). Transact. Edinburgh geol. Soc. 1897. VII. part. III. 290.
— Note on a preliminary examination of the ash that fell on Barbados after the eruption of Saint Vincent (West-Indies). Q. J. G. S. 1902. LVIII. 368.
H. Förstner, Nota preliminare sulla geologia dell'Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia. 1881.
— Die Feldspäte von Pantelleria. Z. X. 1883. VIII. 155—168.
H. von Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1880. II. 449—488.
— Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.
Fr. Fouqué, Sur les inclusions vitreuses renfermées dans les feldspaths des laves de Santorin. C. R. 1873. LXXVII. 1322.
— Nouveaux procédés d'analyse médiate des roches et leur application aux laves de la dernière éruption de Santorin. Mém. prés. par divers savants. Paris. XXII. No. 11. 1874.
— Nodules à wollastonite, pyroxène fassaïte et grenat mélanite des laves de Santorin. C. R. 15 mars 1875. LXXX.
— Etude des nodules à oligoclase des laves de la dernière éruption de Santorin. C. R. 2 août 1875. LXXXI.
— Recherches minéralogiques et géologiques sur les laves des dykes de Théra. Rapport par A. Daubrée. C. R. 13 novembre 1876. LXXXIII.
— Santorin et ses éruptions. Paris 1879.
— Revision de quelques minéraux de Santorin. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 245.
— Contributions à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 283.
H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda 1875.
A. Frenzel, Mineralogisches aus dem Ostindischen Archipel. T. M. P. M. 1880. III. 289—300.
C. J. Gardiner and S. H. Reynolds, The Bala Beds and associated rocks of Lambay Island, Co. Dublin. Q. J. G. S. 1898. LIV. 135.
J. Geikie, Geology and petrology of St. Abb's Head. Transact. Roy. Soc. Edinburgh 1887. 177.
L. Gentil, Sur un gisement d'apophyllite des environs de Collo, Constantine. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 11.
— Le volcan andésitique le Tifarouine (Algérie). C. R. 1900. CXXX. 796.
D. Gerhard, Geognostisch-petrographische Mitteilungen aus dem Gebweiler Tal. III. Gebweiler 1880.
Ern. Gourdon, Les roches microlithique de la Terre de Graham recueillies par l'expédition antarctique du Dr. Charcot. C. R. CXLIII. 178. 1906.
F. Graeff und R. Brauns, Zur Kenntnis des Vorkommens körniger Gesteine bei Cingolina in den Euganäen bei Padua. N. J. 1893. I. 122.
H. Grebe, Erläuterungen zu Blatt Wahlen, Wadern und Lebach der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1889.
H. Grebe und A. Leppla, Erläuterungen zu Blatt Birkenfeld der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.
H. Grebe, A. Leppla und F. Rolle, Erläuterungen zu den Blättern Nohfelden, Freisen, Birkenfeld, St. Wendel und Ottweiler der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

Herbert E. Gregory, Andesites of the Aroostook volcanic area of Maine. Amer. Journ. 1899. VIII. 359.

J. W. Gregory, The geology of Mount Macedon, Victoria. Proc. Roy. Soc. of Victoria XIV. (New Series). Melbourne 1902.

P. Grosser, Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges. T. M. P. M. 1893. XIII. 39.

F. N. Guild, Petrography of the Tucson Mountains, Pima Co. Arizona. Amer. Journ. 1905. XX. 313.

— Notes on some eruptive rocks in Mexico. Amer. Journ. 1906. XXII. 159.

C. W. Gümbel, Nachträge zu den Mitteilungen über die Wassersteine (Enhydros) von Uruguay und über einige süd- und mittelamerikanische sogenannte Andesite. S. M. A. 1881. 3. 321—368.

— Die Pflanzenreste-führenden Schichten von Recoaro. Sitz.-Ber. München. Akad. Wiss. 1879.

— Das Gebirge von Lugano. S. M. A. 1880. IV. 569—596. (Geognost. Mitteil. aus den Alpen. VII.)

Hj. Gylling, Notes on the microscopical structure of some eruptive rocks from Armenia and the Caucasus. Min. Mag. 1887. VII. No. 34. 155.

Arn. Hague, Abstract of report on the geology of Eureka District, Nevada. Washington 1883.

— The geology of the Eureka District. Nevada. U. S. geol. Survey. Monographs. vol. XX. Washington 1892.

Arn. Hague and Jos. P. Iddings, Notes on the Volcanoes of Northern California, Oregon and Washoe Territory. Amer. Journ. 1883. Sept. XXVI. 222—235.

— Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Ibid. 1884. June. XXVII. No. 162.

— On the development of crystallisation in the igneous rocks of Washoe, Nevada. with notes on the geology of the district. U. S. geol. Survey. Bull. No. 17. Washington 1885.

— Notes on the volcanic rocks of the Republic of Salvador. Amer. Journ. 1886. XXXII. No. 182. 26—30.

Vinc. Hansel, Die petrographische Beschaffenheit des Trachytes der südlichen Bukowina. Verhdlgn. k. k. geol. Reichsanst. 1877. No. 9. 150—153.

— Über einige Eruptivgesteine von der Inselgruppe der Neuen Hebriden. XVI. Jahresber. k. k. Staatsoberrealschule im XVIII. Bezirk von Wien. 1901.

T. Harada, Das Luganer Eruptivgebiet. N. J. B.-B. 1882. II. 1—48.

— Die japanischen Inseln. I. Berlin 1890.

Alfr. Harker, The Bala volcanic series of Caernarvonshire and associated rocks. Cambridge 1889. (N. J. 1890. II. -261-.)

— Petrological notes on rocks from the Cross Fell Inlier. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 512.

— Notes on a collection of rocks from the Tonga Islands. Geol. Mag. 1891. (3.) VIII. 250.

— The tertiary igneous rocks of Skye, with Notes by C. T. Clough. Glasgow 1904.

— A cordierite bearing lava from the Lake District. Geol. Mag. (S.) III. 176. 1906.

Alfr. Harker and J. E. Marr, On the Shap granite and the associated igneous and metamorphic rocks. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 266.

Fr. Hatch, Hypersthenandesit aus Perú. N. J. 1885. II. 73—78.

— Über die Gesteine der Vulkangruppe von Arequipa. T. M. P. M. 1886. VII. 308—360.

J. Hazard, Erläuterungen zu Sektionen Lausigk, Moritzburg-Klotzsche, Löbau-Reichenbach und Rumburg-Seifhennersdorf der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1887—1895.

A. Heim, Die Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Mit einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Lieferung 25. Bern 1891.

Fr. Herbich, Das Szeklerland. Jahrb. k. ungar. geolog. Anstalt. Bd. V. Budapest 1878.

O. Herrmann, Erläuterungen zu Sektion Pulsnitz und Radeburg der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890.

O. Herrmann, Das Kulmgebiet von Lenzkirch im Schwarzwald. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. 1892. VII 1.
O. Herrmann und R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Hinterhermsdorf-Daubitz der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1897.
R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guaguapichincha. Berlin 1892.
A. Hettner und G. Link, Beiträge zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Z. D. G. G. 1888. XL. 205.
B. Hobson, On the basalts and andesites of Devonshire, known as „felspathic traps". Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 496.
— On Irish augitite. Geol. Mag. (3.) IX. 1892. 348.
W. Hocks, Der Froschberg im Siebengebirge. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1891. Berlin 1892. 3.
A. Högbom, Om postarkäiska eruptiver inom det svensk-finska urberget. G. F. i Stockholm Förhdl. 1893. XV. 209.
— Zur Petrographie der kleinen Antillen. Bull. geol. Instit. of Upsala. VI. 214. 1905.
Th. H. Holland, On rock specimens of Korea. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 171.
— An account of the geological specimens collected by the Afghán-Balúch Boundary Commission of 1896. Records geol. Survey of India 1897. XXX. 126.
C. Höpfner, Über das Gestein des Monte Tajumbina in Perú. N. J. 1880. II. 169.
Aug. Hoppe, Über einige Eruptivgesteine aus dem mexikanischen Staat Puebla. In: Felix und Beck, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. II. Teil. 3. Heft. 205. Leipzig 1899.
H. Hoppe, Über Andesite der Vulkane Sago, Merapi, Manindjaú und Kaba auf Sumatra. Inaug.-Diss. Breslau 1903.
Frank R. van Horn, Andesitic rocks near Silverton, Colorado. Bull. Geol. Soc. Am. 1900. XII.
A. W. Howitt, Notes on the diabase rocks of the Buchan District. Trans. Roy. Soc. Victoria. Melbourne 1881.
— The rocks of Noyang. Trans. Roy. Soc. Victoria. 1883.
— Supplementary notes on the Diabase rocks of the Buchan district. Roy. Soc. Victoria. Oct. 1884.
— Notes on the rocks between Limestone River and Mount Leinster. Rep. and Stat. of the Mining Dep. for the quarter ended 30th Sept. 1890. Victoria. Melbourne 1890. p. 31.
— Notes on samples of rocks collected by A. C. Kitson and W. Thorn. Australian Association for the advancement of Science. 1898.
Lucius L. Hubbard, Keweenaw Point with particular reference to the felsites and their associated rocks. Geol. Survey of Michigan. VI. part 2. Lansing 1898.
Eug. Hussak, Die Trachyte von Gleichenberg. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878.
— Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.
— Eruptivgesteine von Schemnitz, Augit-Andesit von St. Egidi. N. J. 1880. I. 287—290.
W. Maynard Hutchings, Petrological notes on some Lake District rocks. Geol. Mag. 1891. (3.) VIII. 536.
— Notes on the ash-slates and other rocks of the Lake District. Ibid. 1892. (3.) IX. 145 u. 218.
F. W. Hutton, On the rocks of the Hauraki goldfields. Proceed. Austral. Assoc. f. the adv. of sc. 1888. 245.
Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.
J. P. Iddings, The mineral composition and geological occurrence of certain igneous rocks in the Yellowstone National Park. Bull. philos. Soc. Washington 1890. XI. 191—220.
— On a group of volcanic rocks from the Tewan Mountains, New Mexico, and on the occurrence of primary quartz in certain basalts. U. S. geol. Survey. Bull. No. 66. 1890.

J. P. Iddings, The eruptive rocks of Electric Peak and Sepulchre Mountain, Yellowstone National Park. U. S. geol. Survey. 12th Annual Report. Washington 1892. 577.
— Microscopical petrography of the eruptive rocks of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey. Monographs. vol. XX. Washington 1892.
— Absorokite-Shoshonite-Banakite-Series. Journal of geology. IV. 935. Chicago 1895.
— The intrusive rocks of the Gallatin Mountains, Bunsen Peak and Mount Everts. Geology of the Yellowstone National Park. Part II. U. S. geol. Survey. Monographs. XXXII. Washington 1899. 60.
— The igneous rocks of Electric Peak and Sepulchre Mountain. Ibidem. 89.
— The dissected volcano of Crandall Basin, Wyoming. Ibidem. 215.
— The igneous rocks of the Absaroka Range and Two Ocean Plateau and of outlying portions of the Yellowstone National Park. Ibidem. 269.
P. Jannasch und J. H. Kloos, Mitteilungen über die kristallinischen Gesteine des Columbia-Flusses in Nordamerika und die darin enthaltenen Feldspate. T. M. P. M. 1880. III. 97—116.
J. B. Jaquet, Petrological notes on two andesites associated with auriferous deposits in New South Wales. N. S. Wales geol. Survey Records IV. 4. 158. Sydney 1895.
H. J. Jensen, Geology of the volcanic area of the East Moreton and Wide Bay Districts, Queensland. Proc. Linnean Soc. of New South Wales. 1906. part 1. 73.
K. Jimbo, Explanatory text to the geological map of Hokkaido. Tokyo 1890.
— General geological sketch of Hokkaido with special reference to the petrography. Hokkaido 1892.
C. v. John, Über kristallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowina. Wien 1880.
— Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.
— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37—46.
— Über die Andesite von Rzegocina und Kamionna bei Bochnia in Westgalizien. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1886. No. 9. 213—215.
— Noritporphyrit (Enstatitporphyrit) aus den Gebieten Spizza und Pastrovicchio in Süddalmatien. Verhdl. k. k. geol. R. 1894. 133.
D. W. Johnson, The geology of the Cerrillos Hills, New Mexico. Contributions from the geolog. Departm. of Columbia University. X. No. 90. New York 1903.
J. W. Judd, The natural history of lava as illustrated by the materials ejected by Krakatoa. Geol. Mag. 1888. Jan. (3.) V. No. 283. 1.
— On the volcanic phenomena of the eruption of Krakatoa, and on the nature and distribution of the ejected Materials. London 1888. Report Roy. Soc. Com.
— On the propylites of the Western Isles of Scotland and their relation to andesites and diorites of the district. Q. J. G. S. 1890. XLVI. No. 183. 341.
Max Käch, Geologisch-petrographische Untersuchung des Porphyrgebietes zwischen Lago Maggiore und Val Sesia. Lausanne 1903.
E. Kaiser, Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. Verhdl. naturhist. Vereins. LIV. Bonn 1897.
— Beiträge zur Petrographie und Geologie der deutschen Südsee-Inseln. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanstalt für 1903. 31. Berlin 1908.
Arth. Keith, Geology of Catoctin Belt. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. 285. Washington 1894.
Y. Kikuchi, On pyroxenic components in certain volcanic rocks from Bonin Island. Journal of the College of Science. Imper. University. Japan. III.
W. Kilian et P. Termier, Nouveaux documents relatifs à la géologie des Alpes Françaises. Bull. Soc. géol. Fr. (4.) I. 385. 1901.
Mich. Kišpatić, Über die Bildung der Halbopale im Augit-Andesit von Gleichenberg. T. M. P. M. 1881. IV. 122—146.
— Die Trachyte der Frusca Gora in Croatien (Syrmien). Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1882. XXXII. 392.

AD. KLAUTZSCH, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillera de Llangagua. Berlin 1893.
— Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay. Aus: W. REISS und A. STÜBEL. Das Hochgebirge von Ecuador. I. Berlin 1898.
C. KLEIN, Petrographische Untersuchung einer Suite von Gesteinen aus der Umgebung des Bolsener Sees. S. B. A. 1888. V. 91.
G. KLEMM, Erläuterungen zu Sektionen Stolpe, Pillnitz, Königswartha-Wittichenau und Neustadt-Hohwald der geolog. Spezialkarte von Sachsen.
F. KLOCKMANN, Der geologische Aufbau des sog. Magdeburger Uferrandes mit besonderer Berücksichtigung der auftretenden Eruptivgesteine. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1890. Berlin 1892. 118.
J. H. KLOOS, Geognostische Beobachtungen am Columbia-Flusse. T. M. P. M. 1878. 389—409.
— Mikroskopische Untersuchung der von Prof. MARTIN mitgebrachten Gesteine der Insel Aruba. Leyden 1887.
— Mikroskopische Untersuchung der von Prof. MARTIN mitgebrachten Gesteine aus Westindien. Leyden 1887.
H. KNOP, Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.
A. KNOPF and P. THELEN, Sketch of the geology of Mineral King, California. University of California Publications. Department of geology, vol. IV. 227. Berkeley 1905.
ANT. KOCH, Geologische Beschaffenheit der am rechten Ufer gelegenen Hälfte der Donau-Trachytgruppe (St. Andrä-Visegrader Gebirgsstock) nahe Budapest. Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 293—350.
— Geologische Verhältnisse, Gesteine und Mineralien des Csicsóberges im Norden von Siebenbürgen. T. M. M. 1877. 327—332.
— Neue Minerale aus dem Andesit des Aranyer Berges in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1878. 321—361.
— Petrographische Untersuchung der trachytischen Gesteine des Czibles und von Olahlaposbanya. F. K. 1880. X. 165—174.
— Neue petrographische Untersuchung der trachytischen Gesteine aus der Gegend von Rodna. F. K. 1880. X. 219—229.
— Geologische Mitteilungen über das Frusca Gora-Gebirge. F. K. 1882. XII. 270.
— Übersicht der Mitteilungen über das Gestein und die Mineralien des Aranyer Berges und neuere Beobachtungen darüber. Mathemat. u. naturwiss. Berichte aus Ungarn. III. 44—63.
— Beschreibung der gesammelten Gesteine. Aus: Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen BÉLA SZÉCHENYI in Ostasien. III. Bd. 4. Abt.
— Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II. Neogene Abteilung. Budapest 1900.
B. KOLENKO, Mikroskopische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von der Banks-Halbinsel, Neuseeland. N. J. 1885. I. 1—21.
J. J. KOPERBERG, Verslag omtrent een verkennings-onderzoek naar een gerapporteerd voorkommen van goud-of ander erts in de residentie Besoeki. Jaarb. van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indie 1899. XXVIII. 114. Amsterdam.
BUNDJIRO KOTO, Studies on some Japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.
FEL. KREUTZ, Das Vihorlat-Gutin-Trachytgebirge (im nordöstlichen Ungarn). Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1871. XXI. 1—23.
— Augit-Andesite des Smrkouz-Gebirges in Süd-Steiermark. T. M. M. 1877. 205—212.
R. KÜCH, Pyroxen-Andesit von Pasto im südlichen Columbia. Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 812.
— Petrographische Mitteilungen aus den südamerikanischen Anden. N. J. 1886. I. 35—48.
— Die vulkanischen Gesteine der Republik Columbia, in: W. REISS und A. STÜBEL, Geologische Studien in der Republik Columbia. Berlin 1892.

HERBERT KYNASTON, Contributions to the petrology of the Cheviot Hills. Trans. Edinburgh geol. Soc. 1899. vol. VII. part IV. 390.
— On some tuffs associated with the andesitic lavas of Lorne. Transact. Edinburgh geol. Soc. 1901. VIII. I. 87.
A. LACROIX, Sur les andésites et labradorites à hypersthène de la Guadeloupe. C. R. 1890. CX. 1347.
— Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne. Paris 1890. cf. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 100.
— Sur les andésites à hypersthène du Cantal. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 881.
— Sur les transformations endomorphiques de l'andésite de Santorin sous l'influence d'enclaves énallogènes calcaires. C. R. 5 février 1900.
— Sur un nouveau groupe homoeogènes des roches volcaniques, les microtinites des andésites et des téphrites. C. R. 5 février 1900.
— Note sur quelques roches d'Arménie. Ibid. 1891. (3.) XIX. 741.
— Les roches volcaniques de la Martinique. C. R. 1902. CXXXIV. 1246.
— Sur les cendres de l'éruption de la Montagne Pelée de 1851 et de 1902. C. R. 1902. CXXXIV. 1307.
— Sur les roches réjetées par l'éruption actuelle de la Montagne Pelée. C. R. 1902. CXXXV. 451.
— La cordiérite dans les produits éruptifs de la Montagne Pelée et de la Souffrière de St. Vincent. C. R. 1903. CXXXVII. 145.
— Les enclaves basiques des volcans de la Martinique et de St. Vincent. C. R. 1903. XXXVII. 211.
— Sur la production de roches quartzifères au cours de l'éruption actuelle de la Montagne Pelée. C. R. 1904. CXXXVIII. 792.
— La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris 1904.
— Contributions à l'études des brèches et des conglomérats volcaniques (Antilles 1902—1903, Vésuve 1906). Bull. Soc. géol. Fr. (4.) VI. 635. 1906.
— Sur la constitution minéralogique du dôme récent de la Montagne Pelée. C. R. 1907. CXLIV. 169.
ALEX. LAGORIO, Die Andesite des Kaukasus. Dorpat 1878.
— Vergleichend petrographische Studien über die massigen Gesteine der Krym. Dorpat 1880.
ALFR. C. LANE, Geological Report on Isle Royale, Michigan. Geol. Survey of Michigan. VI. part 1. Lansing 1898.
A. DE LAPPARENT, Note sur les roches éruptives de l'île de Jersey. Ann. Soc. scient. Bruxelles 1892. XVI. 2. partie.
C. LAPWORTH and W. W. WATTS, The geology of South Shropshire. London 1894.
A. v. LASAULX, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. N. J. 1870. 693 sqq.; 1871. 673 sqq.
— Über sogenannte Hemithrène und einige andere Gesteine aus dem Gneiß-Granitplateau des Departements Puy-de-Dôme. N. J. 1872. 230—261.
— Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 286–339.
— Mikroskopische Untersuchung einer Probe der bei der Eruption in der Sundastrasse am 27. August 1883 zu Batavia niedergefallenen Asche. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. Bonn. Dezember 1883.
— Über Vorkommen und Verbreitung der Augit-Andesite im Siebengebirge. Verhdl. d. niederrhein. Ges. 1884. XLI.
L. DE LAUNAY, Note sur les porphyrites de l'Allier. Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3.) XVI. 84.
— Description géologique des îles de Mételin et de Thasos. Arch. des Missions. (3.) XVI. 1890. Paris.
ANDR. C. LAWSON, The geology of Carmelo-Bay. Univ. of California. Departement of geology. Bull. I. 1. Berkeley 1893.

ANDR. C. LAWSON, The copper deposits of the Robinson Mining District, Nevada. Univ. of California Publications. Bull. Dep. of geology. IV. No. 14. 287. Berkeley 1906.

ANDR. C LAWSON and CH. PALACHE, The Berkeley Hills. A Detail of Coast Range geology. Univ. of Calif. Publ. Bull. Dep. of geology. Berkeley 1902. II. 349.

HANS LENK, Über vulkanische Tuffe aus Mexiko. In: FELIX und LENK. Beiträge zur Geol. u. Paläont. der Republik Mexiko. II. Teil. 3. Heft. 225. Leipzig 1899.

A. LEPPLA, Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO.-Flügel des pfälzischen Sattels. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1893. 134.

— Erläuterungen zu Blatt St. Wendel und Ottweiler der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

R. LEPSIUS, Das westliche Süd-Tirol. Berlin 1878.

TH. LIEBISCH, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau 1874.

W. LINDGREN, Eruptive rocks from Montana. Tenth Census of the U. S. 1880. XV. 719.

— Eruptive rocks from Montana. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) III. 39.

— Petrographical notes from Baja California, Mexico. Proceed. Cal. Acad. Sc. 1889. (2.) II.

— A Sodalite-Syenite and other rocks from Montana, with analyses by W. H. MELVILLE. Amer. Journ. 1893. XV. 286.

F. LOEWINSON-LESSING, Geologische Skizze der Besitzung Jushno-Saosersk und des Berges Deneschkin Kamen im nördlichen Ural. Wo? 1900.

— Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich des Massivs und der Ausläufer des Kasbek im Jahre 1899. 1901.

— Petrographische Untersuchungen im zentralen Kaukasus (Digorien und Balkarien). Verhdl. kais. Russ. miner. Ges. XLII. 237. St. Petersburg 1905.

EDW. C. E. LORD, Petrographic report on rocks from the United States-Mexico boundary. Proc. U. S. Nat. Museum. 1899. XXI. 773.

H. LORETZ, Mitteilung über einige Eruptivgesteine im südöstlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 284.

— Erläuterungen zu Blatt Gräfenthal und Königsee der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.

— Bemerkungen über den Paramelaphyr. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1892. 129. Berlin 1893.

J. LORIÉ, Bijdrage tot de Kennis der Javaansche Eruptiefgesteenten. Rotterdam 1879.

K. A. LOSSEN, Über die Gliederung des sogenannten Eruptiv-Grenzlagers im Ober-Rothliegenden zwischen Kirn und St. Wendel. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin 1884.

— Sogenannter Orthoklasporphyr vom Juhhe auf der Spitze des Lembergs an der Nahe. Z. D. G. G. 1884. XXXV. 211.

— Hypersthen-Quarzporphyrit aus dem Harz. Z. D. G. G. 1888. XL. 200.

— Die Eruptivgesteine auf Blatt Lebach, Wadern und Wahlen, in den Erläuterungen zu Blatt Lebach, Wadern und Wahlen der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1889.

WLAD. v. LUCZIZKY, Petrographische Studien zwischen Erbendorf und Neustadt an der Waldnaab (Oberpfalz). N. J. Zentralbl. 1904. 577.

J. MACPHERSON, Estudio geologico y petrografico del Norte de la provincia de Sevilla. Madrid 1879.

E. MANASSE, Sopra alcune rocce eruttive della Tripolitania. Boll. Soc. geol. Italiana. XXIV. 137. Roma 1905.

P. MARSHALL, The geology of Dunedin (New Zealand). Q. J. G. S. 1906. LXII. 381.

D. MAWSON, The geology of the New Hebrides. Proc. Linnean Soc. of New South Wales 1905, part 3. 400.

C. A. MC MAHON and A. H. MC MAHON, Notes on some volcanic and other rocks, which occur near the Baluchistan-Afghan frontier, between Chaman and Persia. Q. J. G. S. 1897. LIII. 289.

Walter C. Mendenhall, Geology of the central Copper River region, Alaska. U. S. geol. Survey. Professional Paper. No. 41. Washington 1905.
F. P. Mennell, The Wood's Point Dyke, Victoria, Australia. Geol. Mag. 1902. IX. 392.
G. Mercalli, Le lave di Radicofani. Atti Soc. ital. di sc. nat. Milano 1887. XXX.
— Sopra alcune lave antiche e moderne dello Stromboli. Rend. R. Istituto Lombardo. (2.) XXIII. fasc. 20. 1890.
— Le lave antiche e moderne dell' Isola di Volcano. Giorn. di min. Pavia 1892. III. fasc. 2.
— Contribuzione allo studio dei vulcani Viterbesi. Mem. Pontif. Acad. Rom. dei Nuovi Lincei. XX. Roma 1903.
A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. N. J. B.-B. III. 1884. 297.
G. P. Merrill, On hornblende andesites from the new volcano on Bogosloff Island in Bering Sea. Proceed. U. S. Nat. Mus. 1885. VIII. No. 3.
— Notes on some eruptive rocks from Gallatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proceed. U. S. Nat. Mus. XVII. 637. Washington 1895.
A. Michel-Lévy, Note sur les porphyrites micacées du Morvan. Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3.) VII. No. 11.
— Sur quelques nouveaux types de roches provenant du Mont Dore. C. R. 1884. XCVIII. No. 22.
— Existence du péridot microlithique dans les andésites et les labradorites de la chaîne des Puys. C. R. 12 mai 1890.
— La chaîne des Puys. Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XVIII. 696.
— Le Mont-Dore et ses alentours. Ibid. 1891. (3.) XVIII. 743.
— Sur un gisement français de mélaphyre à enstatite. C. R. 18 mars 1889.
L. Milch, Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. Leipzig 1892.
— Petrographische Untersuchung einiger ostalpinen Gesteine, in: Fr. Frech, Die karnischen Alpen. Halle a. S. 1892.
— Über Gesteine von der Battak-Hochfläche (Zentral-Sumatra). Z. D. G. G. 1899. LI. 62.
— Die Ergußgesteine des galatischen Andesitgebietes (nördlich von Angora). N. J. B.-B. XVI. 1903. 110.
— Beiträge zur Petrographie der Landschaft Ulu Rawas, Süd-Sumatra. N. J. B.-B. XVIII. 409.
H. Möhl, Hauynandesit von Okka auf Flores und Noseanandesite des Westerwaldes. N. J. 1874. 700—710.
F. Möhle, Beitrag zur Petrographie der Sandwich- und Samoa-Inseln. N. J. B.-B. XV. 66. 1902.
G. A. F. Molengraaff, Beitrag zur Geologie der Umgegend der Goldfelder auf dem Hoogeveld in der südafrikanischen Republik. N. J. B.-B. IX. 1894. 174.
— Cordierit in einem Eruptivgestein aus Südafrika. N. J. 1894. I. 79.
Clem. Montemartini, Sulla composizione di alcune roccie della Riviera di Nizza. Atti R. Acad. Torino 1888. XXIII. 304.
C. Lloyd Morgan and S. H. Reynolds, On the igneous rocks and associated sedimentaries of the Tortworth Inlier. Q. J. G. S. 1901. LVII. 267.
E. Mörike, Das Eruptivgebiet des San Christobal bei Santiago (Chile). T. M. P. M. 1891. XII. 143.
J. Morozewicz, Die Eisenerzlagerstätten des Magnetberges im südlichen Ural und ihre Genesis. T. M. P. M. 1904. XXIII. 113.
L. Mrazec, Note sur un tuf andésitique des environs de Batáu. Bull. Soc. Sc. de Bucarest, Roumanie. 1898. VII. No. 2.
O. Mügge, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. N. J. 1883. II. 189.
— Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885 u. N. J. B.-B. IV. 1886. 577.
Edm. Neminar, Die Eruptivgesteine der Gegend von Ranow in Mähren. T. M. M. 1876. 143—156.

Th. Nicolao, Untersuchungen an den eisenführenden Gesteinen der Insel Disko. Meddelelser von Grönland. XXIV. 217. Kopenhagen 1900.
Jul. Niedzwiedzki, Andesit von St. Egidi in Süd-Steiermark. T. M. M. 1872. 253—256.
— Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.
O. Nordenskjöld, Über basische Ergußgesteine aus dem Elfdalener Porphyrgebiet. Bull. Geol. Institute of Upsala. 1893. I. No. 2.
K. Oebbeke, Beiträge zur Petrographie der Philippinen und der Palau-Inseln. N. J. B.-B. I. 1881. 451.
— Über die Krakatoa-Asche. N. J. 1884. II. 32.
— Das Gestein vom Tacoma-Berg, Washington Territory. N. J. 1885. I. 222—226.
Ez. Ordoñez, Las rocas eruptivas del SO. de la Cuenca de Mexico. Bol. del Instituto geologico de Mexico. No. 2. Mexico 1895.
— Les cendres d'un volcan près du Santa Maria (Guatemala). Sociedad Cientifica „Antonio Alzate" 1902. (II.) No. 2. Mexico.
— Le Xinantecatl ou Volcan Nevada de Toluca. Ibidem XVIII. 83. Mexico 1903.
— Les derniéres éruptions du Volcan de Colima, ibidem. 1903. XX. 99.
Ezequiel Ordoñez y Manuet Rangél, El Real del Monte. Bol. del Instituto geol. de Mexico. No. 12. Mexico 1899.
A. Osann, Beitrag zur Kenntnis der Labradorporphyre der Vogesen. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. III. 2. Straßburg 1887.
— Über den Cordierit-führenden Andesit von Hoyazo (Cabo de Gata). Z. D. G. G. 1888. XL. 694.
— Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata, Prov. Almeria. Z. D. G. G. 1889. XLI. 297. u. 1891. XLIII. 688.
— Report on the rocks of Trans Pecos Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Rep. 123. Austin 1893.
G. de Angelis d'Ossat et F. Millosevich, Studio geologico sul materiale raccolto da M. Sacchi. Seconda spedizione Bottego. Roma 1900.
W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porzellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 223—263.
Ch. Palache, Geology about Chichagof Cove, Stepovek Bay, with notes on Popof and Unga Islands. Harriman Alaska Expedition. vol. IV. 69. 1904.
James Park, The geology and veins of the Hauraki Goldfields, New Zealand. Auckland 1897.
James Park and Frank Rutley, Notes on the rhyolites of the Hauraki goldfields (New Zealand) with chemical analyses by Th. Holland. Q. J. G. S. 1899. LV. 449.
A. Pelikan, Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine aus den Kaukasusländern. Aus: Beiträge zur Paläont. und Geol. Österreich-Ungarns und des Orients, begründet von E. v. Mojsisovics und M. Neumayr. IX. 81. Wien 1894.
A. Pelz und E. Hussak, Das Trachytgebiet der Rhodope. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1883. XXXIII. 115—130.
S. L. Penfield, Mineralogical notes. I. Zunyite from Red Mountain, Ouray Co., Col. Amer. Journ. 1893. XLV. 397.
Joh. Petersen, Mikroskopische und chemische Untersuchungen am Enstatitporphyrit aus den Cheviot-Hills. Inaug.-Diss. Kiel 1884.
— Beiträge zur Petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachigo und Mijakeshima. Hamburg 1891.
— Der Boninit von Peel Island. Ebenda.
— Ergebnisse der petrographischen Untersuchung der im zentralen Tiën-schan und Dsungarischen Ala-tau während der Saposchnikow'schen Expedition im Sommer 1902 von Dr. Max Friederichsen gesammelten kristallinen Gesteine. Hamburg 1904.
Petiton, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. soc. min. Fr. 1882. V. No. 5. 131.
L. V. Pirsson, Petrography and geology of the Highwood Mountains Montana. U. S. geol. Survey. Bull. 237. Washington 1905.

H. Pohlig, Über die Fragmente metamorphischer Gesteine aus den vulkanischen Gebilden des Siebengebirges. Verhdl. naturf. Ver. Rheinland. 1888. 5. Folge. V. 89.
Ces. Porro, Cenni preliminari ad un rilievo geologico nelle Alpi Orobie (Valsassina e Pizzo dei tre Signori). Rendic. R. Istit. Lomb. di Sc. e Lett. Serie II. vol. XXX. 1897.
G. Primics, Daten zur petrographischen Kenntnis der Augit-Andesite von Arany und Málnás. Orv. term. tud. Ertesitö. 1885. X. 149.
— Petrographische Untersuchung der eruptiven Gesteine des nördlichen Hargittazugs etc. F. K. 1879. IX.
H. Proboscht, Zur Petrographie des Fassatales. N. J. Zentralbl. 1905. 46.
J. C. Purves, Esquisse géologique de l'île Antigoa. Bull. Mus. Roy. d'hist. nat. Belg. 1885. III. 273.
Cath. A. Raisin, Petrological notes on rocks from Southern Abyssinia, collected by Dr. Reg. Koettlitz. Q. J. G. S. 1903. LIX. 292.
F. Lesie Ransome, Some lava flows on the Western Slope of the Sierra Nevada, California. Amer. Journ. 1898. V. 359.
R. H. Rastall, Rocks from New Zealand. Geol. Mag. (5.) II. 403. London 1905.
Gerh. vom Rath, Beiträge zur Petrographie. D. D. G. G. 1875. XXVII. 302 sqq.
— Das Syenitgebirge von Ditró und das Trachytgebirge Hargitta nebst dem Büdösch im östlichen Siebenbürgen. Vortrag geh. in der Herbstversammlung d. naturhist. Ver. f. Rheinland u. Westfalen. 4. Okt. 1875.
— Einige Beobachtungen in den Golddistrikten von Vöröschpatak und Nagyag im siebenbürgischen Erzgebirge. Sitzber. der niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde. 13. März 1876. Bonn.
A. Renard, Les cendres volcaniques de l'éruption du Krakatau tombées à Batavia le 27 août 1883. Bull. Acad. Roy. de Belgique. 1883. (3.) VI. No. 11.
— Le volcan de Camiguin aux îles Philippines. Ibid. 1885. (3.) X. No. 12.
— Notice sur la géologie du groupe d'îles de Tristan da Cunha. Ibid. 1885. (3.) IX. No. 5.
— Notice sur les roches de l'île de Kantavu. Ibid. 1886. (3.) XI. No. 3.
— Notice sur les roches du Volcan de Ternate. Ibid. 1886. (3.) XI. No. 2.
— Le volcan de Goonong-Api aux îles Banda. Ibid. 1886. (3.) XI. No. 2.
— Notice sur les roches des îles Inaccessible et Nightingale (Groupe de Tristan da Cunha). Ibid. 1887. (3.) XIII. No. 3.
— Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. Belg. 1887. V. 5.
— Note sur les roches du Pic du Teyde (Ténérife). Mém. Soc. belge de géol. 1888. 67.
J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek eener verzameling gesteenten uit de afdeeling. Martapoera, zuider- en ooster afdeeling van Borneo. Jaarb. Mijnw. Oost-Indië. 1891. XX.
— Mikroskopisch onderzoek van gesteenten uit Nederlandsch Oost-Indië. Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1895.
— Mikroskopisch Beschrijving van gesteenten afkomstig van de Oostkust van Borneo verzameld door den Mijningenieur J. A. Hooze. Jaarb. Mijnw. in Neederl. Oost-Indië. 1895.
H. Reusch, Vulkanische Asche von den letzten Ausbrüchen in der Sundastraße. N. J. 1884. I. 45.
— Bommelöen och Karmöen geologisk beskreven. Kristiania 1888.
S. H. Reynolds, A silurian inlier in the Eastern Mendips. Q. J. G. S. 1907. LXIII. 217.
S. H. Reynolds and C. J. Gardiner, The Kildare Inlier. Q. J. G. S. 1896. LII. 586.
Fr. Rinne, Beitrag zur Petrographie der Minahassa in Nord-Celebes. S. B. A. 1900. XXIV. 474.
C. Riva, Sopra alcune rocce della Val Sabbia. Rend. del R. Istituto Lombardo. (2.) XXVI. Fasc. XI—XII. Milano 1893.
— Le rocce paleovolcaniche del Gruppo dell'Adamello. Mem. R. Istituto lombardo. Milano 1896. XVII. 159.
— Escursioni nel Caucaso e nell'Armenia in occasione del Congresso Geologico Internazionale di Pietroburgo. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. XXXVII. Milano 1898.

A. W. Rogers, Geological Survey of parts of Hay and Prieska, with some notes on Herbert and Barkley West. 10th Annual Report Cape of Good Hope geol. Commission 1905. 143. Cape Town 1906.

A. de Romeu, Les roches filoniennes de la région de l'Arbizon (Hautes-Pyrénées). Bull. Soc. Min. Fr. 1904. XXVII. 87.

— Sur une enclave énallogène de l'andésite supérieure du Lioran (Cantal). Bull. Soc. Min. Fr. 1904. XXVII. 270.

G. Rose, Bemerkungen über die Melaphyr genannten Gesteine von Ilfeld am Harze. Z. D. G. G. 1859. XI. 280—309.

H. Rosenbusch, Über einige vulkanische Gesteine von Java. Berichte d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. 1872.

A. Rosiwal, Zur Kenntnis der kristallinischen Gesteine des zentralen Balkan. Denkschr. W. A. W. 1890. LVII. 265.

— Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl. VIII. Wien 1891.

— Petrographische Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1894. 210.

— Petrographische Notizen. I. Enstatitporphyrit und Porphyrittuffe aus den Karnischen Alpen (Val di S. Pietro). Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1895. 436.

J. Roth, Über die von H. Dr. Güssfeldt in Chile gesammelten Gesteine. S. B. A. 1885. XXXVIII. 563—565.

— Beiträge zur Petrographie von Korea. S. B. A. 1886. XXVI. 1—7.

A. Rothpletz, Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Sektion Frohburg. Leipzig 1878.

P. de Rouville et A. Delage, Pétrographie de l'Hérault. — Les porphyrites de Gabiau. Bull. soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 197.

Fr. Rudolph, Beitrag zur Petrographie der Anden. T. M. P. M. 1887. IX. 269.

J. C. Russell, The quaternary history of Mono Valley, Cal. 8th Annual Report of U. S. geol. Survey. Washington 1889. I. 267.

Fr. Rutley, On brecciated porfido-rosso-antico. Q. J. G. S. 1885. XLI. 157—161.

V. Sabatini, Descrizione geologica delle Isole Pontine. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1893. XXIV. 228 u. 309.

— Sopra alcune roccie della Colonia Eritrea. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1899. XXX. 160.

Fr. Sandberger, Die kristallinischen Gesteine Nassaus. Vortrag gehalten in der miner. Sektion d. Naturforscher-Versammlung zu Wiesbaden am 19. Sept. 1873.

A. Sauer, Die Krakatoa-Aschen des Jahres 1883. Ber. d. naturf. Ges. zu Leipzig. 1883.

— Erläuterungen zu Sektion Meißen der geolog. Spezialkarte des Königsreichs Sachsen. Leipzig 1889.

Fr. Schafarzik, Die eruptiven Gesteine der SW.-Ausläufer des Cserhat-Gebirges. F. K. 1880. X. 377—402.

— Über einige seltene Gesteinseinschlüsse in ungarischen Trachyten. F. K. 1889. XIX. 447.

— Die Pyroxen-Andesite des Cserhat. Mitteil. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Anstalt. Budapest 1892. XII. 7. cf. F. K. 1893. XXIII. 301.

F. Schalch, Erläuterungen zu Sektion Dipoldiswalde-Frauenstein der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1887.

C. J. van Schelle, Opmerkingen over de geologie van een gedeelte der afdeeling Gorontalo, Residentie Menado. Jaarb. van het Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1889. XVIII. 115.

E. E. Schmid, Die quarzfreien Porphyre des zentralen Thüringer Waldgebirges und ihre Begleiter. Jena 1880.

A. Schmidt, Die Minerale eines Andesits von der Gegend von Málnás. Z. X. 1885. X. 210—220.

— Hypersthen vom Berge Pokhausz. Z. X. 1886. XII. 97.

C. Schmidt, Über vulkanische Asche, gefallen in San Cristobal, L. C. (Süd-Mexico), am 25. Oktober 1902. N. J. Zentralblatt 1903. 131.

O. Schneider, Das Gestein des Seebach-Felsens bei Friedrichsroda im Thüringer Wald. Jahrb. kgl. Preuß. geol. Landesanst. für 1903. XXIV. 503.

W. Schottler, Bemerkung über die in San Cristobal (S.-Mexico) am 25. Oktober 1902 gefallene Asche. N. J. Zentralblatt 1903. 288.

J. L. C. Schroeder van der Kolk, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine aus den Molukken. I. Gesteine von Ambon und den Uliassern. N. J. 1896. I. 152.

— Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. Sammlungen des geol. Reichsmuseums in Leiden. Ser. I. Bd. II. 70. Leiden 1896.

— Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. Sammlungen des Geologischen Reichsmuseums in Leiden. Ser. I. S. 77. Bd. VI.

— Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. 2. Gesteine von Serau. Aus: Samml. des geol. Reichsmuseum in Leiden. (I.) Bd. VI. Leiden 1899. Jaarb. van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indië. 1899. XXVIII. 1.

M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an kalifornischen Gesteinen. N. J. B.-B. V. 1887. 451.

Matthäus Schuster, Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. München 1907.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Schantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.

S. Sekiya and Y. Kikuchi, The eruption of Bandai-san. Trans. Seismol. Soc. Japan. XIII. part 2. 139. 1890.

Seunes et Beaugey, Roches éruptives récentes des Pyrénées occidentales. C. R. 1889. CIX. 509.

Th. Siegert, Erläuterungen zu Blatt Kötzschenbroda, Hirschstein und Löbau-Herrnhut der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892. 1894.

J. v. Siemiradzki, Geologische Reisenotizen aus Ecuador. N. J. B.-B. IV. 1885. 195—227.

— Hypersthen-Andesit aus W.-Ecuador. N. J. 1885. I. 155—158.

P. Siepert, Petrographische Untersuchung an alten Ergußgesteinen. (Petrogr. Unters. argentinischer Gesteine, ausgeführt im mineral.-petrogr. Inst. d. Univ. Berlin.) N. J. 1894. B.-B. IX. 393.

Al. Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. T. M. P. M. 1902. XXI. 261.

F. Slavik, Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine des mittelböhmischen Präcambriums. Bull. internat. Acad. Sc. de Bohème. 1902.

Geo. Otis Smith, The rocks of Mount Rainier. 28th Annual Report U. S. geol. Survey. 1896—97. part II. 416. Washington 1898.

— The geology of the Fox Islands, Maine. A contribution to the Study of old volcanics. Skowhegan, Me. 1896.

G. Otis Smith and Fr. C. Calkins, A geological reconnaissance across the Cascade Range near the 49th Parallel. U. S. geol. Survey Bull. No. 235. Washington 1904.

W. S. T. Smith, The geology of Santa Catalina Island. Proceed. California Acad. of Sc. 3 Series. Geology vol. I. No. 1. San Francisco 1897.

— A geological sketch of San Clemente Island. U. S. geol. Survey, 18th Annual Report, part II. Washington 1898.

F. Solger, Über ein Enstatitporphyrit führendes Gangsystem im Mittelharz. Z. D. G. G. 1901. LIII. 253.

J. E. Spurr, A reconnaissance in southwestern Alaska in 1898. U. S. geol. Survey. 20th Annual Report. Part VII. 31. Washington 1900.

— Variations of texture in certain tertiary igneous rocks of the Great Basin. Journal of geology. Chicago 1901. IX. 586.

Mich. Stark, Gauverwandtschaft der Euganeengesteine. T. M. P. M. 1906. XXV. 319.

V. Steinecke, Über einige jüngere Eruptivgesteine aus Persien. Halle 1887.

A. Stelzner, Petrographische Bemerkungen über Gesteine des Altaï. Aus Cotta's Altaï etc. Leipzig 1871.

A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. Berlin und Kassel 1885.
H. Stern, Eruptivgesteine aus dem Comitat Szöreny. F. K. 1880. X. 230—242.
— Kuglige und sphärolithische Trachyte von Schemnitz und dem Mátra-Gebirge. F. K. 1882. 206—248.
Aug. Streng, Bemerkungen über die kristallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. N. J. 1872. 261—280.
— Mikroskopische Untersuchung einiger Porphyrite und verwandter Gesteine aus dem Nahe-Gebiete. N. J. 1873. 225 und 241 sqq.
— Mikroskopische Untersuchung der Porphyrite von Ilfeld. N. J. 1875. 785—811.
Fr. Svenonius, Hypersthen-Andesit från Norrland. G. F. i Stockholm Förhdl. 1886. VIII. No. 100. 103—110.
— Andesit från Norra Dellen i Helsingland. Ibid. 1888 X. No. 216. 262.
J. Szabó, Granat und Cordierit in den Trachyten Ungarns. N. J. B.-B. I. 1885. 302.
— Typenvermengung in der Donau-Trachytgruppe. F. K. 1894. XXIV. 223.
J. Szadeczky, Petrographische und geologische Verhältnisse im zentralen Teile der Tokaj-Eperieser Gebirgskette in der Umgebung von Pusztafalú. F. K. 1889. XIX. 289—299 und 372—383.
— Beiträge zur geologischen Beschaffenheit der Umgebung von Munkács. F. K. 1890. XX.
— La montagne de Pilis dans la Szigethegység du Comitat de Zemplén. F. K. 1891. XXI. 75.
— Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. F. K. 1892. XXII. 323.
— Über die Andesitgänge bei Sztolna. Mitteil. des Siebenbürgischen Museumvereins. Klausenberg XX. 1898.
P. Szontagh, Petrographische Beschreibung von Gesteinen aus dem Sohler Comitat im nördlichen Ungarn. F. K. 1885. XV. 540.
F. Tannhäuser, Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteinen aus der argentinischen Republik. N. J. B.-B. XXII. 555. 1906.
E. B. Tawney, Woodwardian laboratory notes. North Wales rocks. Geol. Mag. 1880. (2.) VII. No. 191 und 196. 207—215 und 452—458.
J. J. Harris Teall, On the Cheviot Andesites and Porphyrites. Geol. Mag. 1883. (2.) X. No. 225, 226 und 228.
— On hypersthene andesite. Ibid. 1883. No. 230.
C. A. Tenne, Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1893. XLV. 451.
P. Termier, Note sur trois roches éruptives interstratifiées dans le terrain houiller du Gard. Bull. soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVI. 617.
— Les éruptions du Velay. Bull. Serv. de la Carte géol. de la France. Paris 1890. II. No. 13.
— Sur l'apatite rouge de l'andésite de Guillestre. Bull. Soc. min. Fr. 1900. XXIII. 48.
Aug. Tobler, Topographische und geologische Beschreibung der Petroleumgebiete bei Moeara Enim, Süd-Sumatra. Tijdschr. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genootsch. Jahrgang 1906.
A. E. Törnebohm, Under Vega-Expeditionen insamlade bergarter petrografisk beskrifning. Vega-Exped. Trans. vetensk. Jaktag. IV. Stockholm 1884.
Fr. Toula, Zur Kenntnis der kristallinischen Gesteine des zentralen Balkan. N. J. 1890. I. 265.
— Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. N. J. 1890. I. 273.
St. Traverso, Note sulla geologia e sui giacimenti argentiferi del Sarrabus (Sardegna). Torino 1890.
— Rocce vulcaniche e metamorfiche dell' Altipiano di Toba nell' Isola di Sumatra. Ann. Museo Civico di Stor. Nat. Genova. (3.) XVI. 30 Marzo 1896.
G. Tschermak, Quarzführende Plagioklasgesteine. S. W. A. LV. Februar 1867.
— Felsarten aus dem Kaukasus. T. M. M. 1872. 109.

G. Tschermak, Die Form und die Verwandlung des Labradorits von Verespatak. T. M. M. 1874. 269—278.

H. W. Turner, The lavas of Mount Ingalls, California. Amer. Journ. 1892. XLIV. 455.

— The rocks of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. II. 441. Washington 1894.

— Further contributions to the geology of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey; 17th Annual Report. Washington 1896.

W. H. Twelvetrees and W. F. Petterd, On some igneous rocks from the Heazlewood district. Proceed. Roy. Soc. Tasmania. 1897.

H. Vater, Erläuterungen zu Sektion Großenhain-Priestewitz der geolog. Spezialkarte von Sachsen. 1890.

Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. Paris 1878.

— Sur le permien des Vosges. Bull. soc. géol. Fr. 1885. (3.) XIII. 550.

— Note géologique sur la Sibérie orientale d'après les observations faites par M. Martin dans son voyage d'exploration du lac Baikal, du bassin du fleuve Amour et du lac Khanka. Bull. soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 132—166.

— Le carbonifère dans la région des Vosges. Bull. soc. géol. Fr. 1887. (3.) XV. 703.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van Zuid-Sumatra. Jaarb. van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indië. 1881.

— Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883.

— Über Pyroxen-Andesite des Niederländisch-Indischen Archipels. N. J. 1885. I. 243.

— Description géologique de l'île d'Ambon. Jaarboek van het Mijnwezen in Nederl. Oost-Indië. XXXIV. Batavia 1905.

R. D. M. Verbeek und R. Fennema, Neue geologische Entdeckungen auf Java. N. J. B.-B. II. 1882. 186—222.

— Krakatau. Batavia 1885.

Ant. Verri, Osservazioni geologiche sui crateri vulsinii. Boll. Soc. geol. ital. 1888. VII. 49. — N. J. 1891. I. 269.

— Sull' andesite angitica del Piano delle Macinaie nel Monte Amiata. Boll. Soc. geol. Ital. XXII. 361. Roma 1903.

K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntnis der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII.

K. Vrba, Über die mineralogische Zusammensetzung der Laven von den Kaymenen im Golfe von Santorin. Lotos. Februar 1875. XXV.

W. Wahl, Die Enstatitaugite. Eine Untersuchung über monokline Pyroxene mit kleinem Winkel der optischen Axen und niedrigem Kalkgehalt. Helsingfors 1906 und T. M. P. M. 1907. XXVI. 1.

P. Waitz, Esquisse géologique et pétrographique des environs de Parral. Guide des excursions du X. Congrès Géol. Internat. 1907. XXI.

— Le volcan de Colima. Guide du 10. Congrès géologique international. XIII. Mexico 1907.

E. E. Walker, Notes on the garnet-bearing and associated rocks of the Borrowdale Volcanic series. Q. J. G. S. 1904. LX. 70.

Thom. H. Waller, A lava from Montserrat, West-Indies. Geol. Mag. (2.) X. No. 229. July 1883. 290.

J. Clifton Ward, On the comparative rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123. 388—422.

H. S. Washington, A petrographical sketch of Aegina and Methana. Journ. of geol. II. 789; III. 21, 138. Chicago 1894, 1895.

— Italian Petrological sketches. I. The Bolsena region. Journ. of geol. IV. 541. Chicago 1896.

— On igneous rocks from Smyrna and Pergamon. Amer. Journ. 1897. I. 41.

— The Roman comagmatic region. Carnegie Institution of Washington. Publication No. 57. Washington 1906.

W. W. Watts, On the igneous and associated rocks of the Breidden Hills in East Montgommery and West Shropshire. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 164. 532—546.
— Notes on some rocks from the Solomon Islands; with notes by G. T. Newton. Geol. Mag. 1896. (4.) III. 386.
E. Weber, Erläuterungen zu Sektion Radeberg der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1890.
Mats Weibull, Basiska eruptiver inom V. Silfbergsfältet in Södre Dalekarlien. Lund. 1897.
E. Weinschenk, Beiträge zur Petrographie Japans. N. J. B.-B. VII. 1890. 133.
K. Went, Über einige melanokrate Gesteine des Monzoni. S. W. A. CXII. 237. 1903.
Arth Wichmann, Zur geologischen Kenntnis der Palau-Inseln. Journal des Museums Godeffroy. 1875. VIII. Hamburg.
— Über einige Laven der Insel Ninafou. Ibid. 1878. Heft 14.
— Gesteine von Timor. Leiden 1882.
— Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.
— Gesteine von Timor. Sammlungen des geol. Reichsmuseum in Leiden. No. 9. Leiden 1884.
— Über Gesteine von Labrador. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 485.
— Zur Geologie der Insel Saleijer. Natuurk. Tijdschrift. DC. LIV. afd. 3. Batavia 1895.
— Petrographische Studien über den Indischen Archipel. Natuurk. Tijdschr. voor Nederl.-Indië. 1897. Deel LVII. 196.
F. J. Wiik, Mineralogiska och petrografiska meddelanden. 1875. N. J. 1876. 203—210.
— Undersökning af Pimsten från Vulkanen Krakatoa utbrott den 26—27 Aug. 1883. Finska Vetensk. Soc. Förhdlg. XXVI. 1884.
Geo. H. Williams, Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 178.
— Notes on some eruptive rocks from Alaska. The nation. geogr. Mag. 1892. IV. 63.
H. S. Williams and Herb. E. Gregory, Contributions to the geology of Maine. U. S. geol. Survey. Bull. No. 165. Washington 1900.
K. Wohnig, Trachytische und andesitische Ergußgesteine vom Tepler Hochlande. Archiv f. naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen. XIII. No. 1. Prag 1904.
Fr. M. Wolff, Untersuchungen an Melaphyren aus der Gegend von Klein-Schmalkalden. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle a. S. 1878. 61.
J. F. Wolff, Notes on the petrography of the Crazy Mts. and other localities in Montana Territory. Northern Transcontinental Survey. 1885.
Ferd. v. Wolff, Beiträge zur Geologie und Petrographie Chile's unter besonderer Berücksichtigung der beiden nördlichen Provinzen Atacama und Coquimbo. Z. D. G. G. 1899. LI.
Alfr. Young, Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere. Der Cotopaxi und die umgebenden Vulkanberge Pasochoa, Rumiñahui, Sincholagua und Quilindaña. Berlin 1902.
H. Ziegenspeck, Über das Gestein des Vulkans Yate südlich von der Boca de Reloncavi, mittlere Andenkette, Süd-Chile (West-Patagonien). Jena 1883.
Ferd. Zirkel, Über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der diesjährigen Laven von Nea-Kaimeni bei Santorin. N. J. 1866. 769—787.
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Andesit und Porphyrit verhalten sich zueinander genau so, wie Liparit zu Quarzporphyr, Trachyt zu quarzfeiem Porphyr, Dacit zu Quarzporphyrit. Die Andesite sind neovulkanische, die Porphyrite sind vortertiäre paläovulkanische Ergußgesteine. Dieser Altersunterschied erklärt es, daß in vielen Fällen, aber keineswegs allgemein, der Erhaltungszustand der Porphyrite ein anderer ist, als der der Andesite. Das be-

dingt vielfach einen abweichenden Habitus. Diese Verschiedenheit fällt sofort weg, wenn man unveränderten Porphyrit mit unverändertem Andesit, unfrischen Porphyrit mit unfrischem Andesit vergleicht. Im frischen Zustande, und diesen rekonstruieren wir ja, wenn wir ein Gestein bestimmen wollen, haben Andesite und Porphyrite nicht nur die gleichen geologischen Erscheinungsformen aller Ergußgesteine, sondern auch denselben chemischen Bestand und dieselbe mineralogische Zusammensetzung.

Eine gemeinsame, für alle Andesite und Porphyrite gültige Definition ist heute schwerer aufzustellen, als es früher war. Noch vor wenigen Jahren konnte man die Andesite und Porphyrite als die Ergußformen der dioritischen Tiefengesteine definieren, ebenso wie die Dacite als die effusiven Äquivalente der Quarzdiorite. Aber schon in der 3. Auflage dieses Buches stellte sich die Notwendigkeit heraus, von den normalen Andesiten gewisse Typen, die auf der Insel Pantelleria, auf den Azoren und Canarien und an anderen Orten, immer in den Provinzen der Alkalimagmen, sich finden, abzutrennen. Mit fortschreitender Erkenntnis der wunderbaren Gesetzmäßigkeiten in der Assoziation der Eruptivgesteine mußte man zu der Überzeugung gelangen, daß ebenso wie in der Familie der Liparite und Quarzporphyre, der Trachyte und quarzfreien Porphyre Ausbildungsformen der granito-dioritischen und der foyaitischen Magmen zusammengefaßt wurden, so auch bei den Andesiten und Porphyriten diese beiden großen Magmengruppen vertreten sind. Wir fassen damit aber Gesteine unter einer gemeinsamen Bezeichnung zusammen, die, soweit unsre Erfahrung reicht, in der Natur stets strenge geschieden bleiben. Wenn trotz dieser Erkenntnis auch in dieser neuen Auflage eine absolute Trennung der Alkalikalkmagmen und der Alkalimagmen nicht durchgeführt wurde, so folge ich darin dem Rate hochgeschätzter Freunde und glaube damit recht zu tun. Die Trennung wird ganz von selbst kommen, sobald die Erkenntnis von der wesentlichen Verschiedenheit dieser beiden Haupteruptivgesteinsreihen Allgemeingut geworden ist. In der Neu-Aufstellung der Heidelberger Universitätssammlung ist diese Trennung streng durchgeführt.

Wir lassen die Bezeichnung Andesite denjenigen Gesteinen, die der Kalkalkalireihe angehören und also tatsächlich die Ergußform der dioritischen Magmen darstellen. Auch in dieser Beschränkung ist die Abgrenzung gegen die Dacite und Quarzporphyrite einerseits, gegen die Basalte und Melaphyre andererseits ebenso schwierig, wie die Abgrenzung der Diorite gegen die Quarzdiorite, manche granitische und syenitische Gesteine nach der einen, gegen die Gabbrogesteine nach der anderen Richtung. Diese Schwierigkeit wird noch dadurch erhöht, daß bei der großen Verbreitung amorpher Kristallisationsrückstände, des sogen. Gesteinsglases, nicht immer alle Gemengteile zur Ausscheidung gelangten. Das trifft natürlich in besonderem Maße für den Quarz zu und so wird manches Vorkommen hier bei den Andesiten Platz gefunden

haben, welches richtiger zu den Daciten gestellt sein würde. Am schwersten ist es gewesen, die Grenzlinie zwischen Augitandesiten und Basalten, Augitporphyriten und Melaphyren zu ziehen. Man rechnete früher die biotit- und hornblendefreien paläovulkanischen Ergußgesteine allgemein zu den Melaphyren, d. h. zu den Effusivformen der Gabbromagmen. Man ließ sich dabei von der Natur ihres Mineralbestandes leiten, ohne dem Mengenverhältnis der wesentlichen Komponenten Rechnung zu tragen und übersah damit ihre chemische Natur. Daß man hierin irrte, beweisen für die Enstatitporphyrite schlagend die schönen Beobachtungen Teller's und von John's an den Klausener Glimmerdioriten, in deren porphyrischer Randfacies der Biotit vollständig durch rhombische Pyroxene oder durch Gemenge dieser mit monoklinen Pyroxenen ersetzt wird. Es ist eines des vielen Verdienste K. A. Lossen's um die petrographische Systematik, dargetan zu haben, daß viele auch von mir ursprünglich zu den effusiven Äquivalenten der Gabbrogesteine gestellten Pyroxenporphyrite, besonders in der oberkarbonischen Eruptivformation des Saar-Nahe-Gebietes, chemisch wie auch nach ihrem geologischen Verbande den dioritischen Magmen angehören. In der 2. Auflage dieses Buches war das in Anerkennung der überzeugenden Gründe, welche Lossen im Briefwechsel mit mir nicht müde wurde zu wiederholen, wohl anerkannt und ausgesprochen, aber nicht systematisch durchgeführt. Erst in der 3. Auflage wurde auch die letzte Konsequenz aus dieser Diskussion gezogen und noch heute drängt es mich, den so früh geschiedenen Freund, dem ich so viel Anregung und Belehrung verdanke, als den Sieger in der langen Controverse über diesen Gegenstand auch öffentlich anzuerkennen.

Es gehört nicht zu den Aufgaben dieses Buches, die chemischen Verhältnisse der Gesteine näher zu erörtern, aber ich möchte darauf hinweisen, wie eine Durchsicht der neueren Analysen der Andesite und Porphyrite in der wertvollen Zusammenstellung Osann's und in den von ihm aufgestellten chemischen Typen deutlich die Übergangsformen nach den Daciten und Quarzporphyriten, nach den Lipariten und Quarzporphyren, nach den Trachyten und quarzfreien Porphyren in dem Verhältnis des Kalkes zur Gesamtsumme der Alkalien, in dem Verhältnis von Natron zu Kali usw. erkennen läßt.

Für die zweite Hauptabteilung der andesitischen Gesteine, in welcher wir es mit effusiven Formen foyaitischer Magmen zu tun haben, werde ich nach Analogie des Namens Trachydolerite die Bezeichnung Trachyandesite gebrauchen. Bis jetzt hat man die Tiefengesteine, deren effusive Äquivalente die Trachyandesite sind, noch nicht aufgefunden, wie es ja überhaupt ebenso bezeichnend, wie natürlich ist, daß wir die effusiven Ausgestaltungen eines bestimmten Magmas früher kennen lernen, als die abyssischen. Diese noch unbekannten Tiefengesteine müßten zwischen Foyait oder richtiger zwischen Alkalisyenit und Essexit eine analoge Stellung einnehmen, wie die Diorite zwischen Syenit und Gabbro, d. h. gegenüber den Alkalisyeniten müßte ihr Ge-

halt an den Kernen $CaAl_2Si_4$ und $\overset{II}{R}Si$ zugenommen, der Kern $(Na, K)AlSi_2$ abgenommen haben. Damit ist auch der Weg gezeigt, wie wir auf chemischer Basis die Trachyandesite von den Andesiten unterscheiden können. Diese Unterscheidung bietet auch mineralogisch keine Schwierigkeit, wenn eines oder mehrere der für die foyaitischen Eruptivmassen charakteristischen Gemengteile aus der Nephelin-Leucit-Sodalith-Familie oder ein Alkalipyroxen, bezw. Alkaliamphibol zur Ausbildung gelangte. Wo das nicht der Fall ist, kann die Unterscheidung nach dem Mineralbestande sehr schwer, ja in manchen Fällen geradezu zweifelhaft oder unmöglich werden, denn man übersieht sofort, daß mit reichlicherem Eintritt der Kerne $CaAl_2Si_4$ und $\overset{II}{R}Si$ in ein foyaitisches Magma Verhältnisse sich bilden können, die mehr oder weniger einem granitodioritischen Magma entsprechen. In solchen Fällen wird die geologische Paragenese, die Gauverwandtschaft, uns den Ariadnefaden liefern können, der uns führt. Das Vertrauen zu der Zuverlässigkeit dieses Verfahrens kann durch keinen Widerspruch, sondern nur durch den Nachweis erschüttert werden, daß foyaitische und granitodioritische, bezw. theralithische und gabbroperidotitische Gesteinsformen promiscue auftreten. Das sind die Gesichtspunkte, nach denen ich versucht habe, die Andesite und Trachyandesite zu trennen und ich kann nur bitten, dieser Trennung mit aller Vorsicht zu folgen; es ist gewiß ein noch etwas unsicherer Boden, auf dem sich die Systematik bewegt und je früher ein eingeschlagener Weg sich als Sackgasse erweist, desto leichter wird der Rückweg und das Aufsuchen neuer Pfade.

Alle andesitischen und porphyritischen Gesteine kann man in großen Zügen als porphyrische Ergußgesteine charakterisieren, die in einer bald holokristallinen, bald hypokristallinen, bald glasigen Grundmasse bei fehlendem Quarz Einsprenglinge von Kalknatronfeldspaten und von einem oder mehreren Mineralien der Biotit-, Amphibol- oder Pyroxenfamilie führen, neben denen ein Alkalifeldspat vorhanden sein oder auch fehlen kann. Rein glasige Grundmassen einerseits, sowie panidiomorph- oder hypidiomorphkörnige andererseits haben mehr lokale Bedeutung und entsprechen gewissen abweichenden Bildungsverhältnissen. — Je nach der Natur des als Einsprengling herrschend auftretenden femischen Gemengteils kann man bei den eigentlichen Andesiten und bei den Trachyandesiten, sowie bei den Porphyriten Biotitandesite und Biotitporphyrite, Amphibolandesite und Amphibolporphyrite, Enstatit-(Bronzit- oder Hypersthen-) Andesite und -Porphyrite und Augitandesite und -Porphyrite unterscheiden. Die so gewonnenen Untergruppen sind jedoch durch so mannigfache Zwischenglieder verknüpft und derart dem chemischen Bestande nach gleich, daß sie nur eine descriptive Bedeutung haben. Ja man wird sehen, daß einem und demselben Vorkommen in verschiedenen Phasen seiner Entstehung und Entwicklung die Zuweisung zu verschiedenen dieser Untergruppen zukommen würde, da keineswegs selten die

in einem früheren Entwicklungsstadium ausgeschiedenen Einsprenglinge von Biotit oder Amphibol mehr oder weniger vollständig resorbiert und durch neugebildete Pyroxene ersetzt werden können. Um so auffallender ist es jedoch, daß im allgemeinen — Ausnahmen sind allerdings nicht gerade selten — die Biotitandesite und Hornblendeandesite, bezw. -Porphyrite im äußeren Habitus nach Farbe und rauhem Anfühlen deutlich trachytischen Charakter, die Pyroxenandesite und -Porphyrite mehr basaltischen Charakter zeigen. Die Ausnahmen von dieser Erscheinung liegen so, daß wohl bei den Pyroxenandesiten auch der trachytische Habitus hie und da vorkommt, dagegen meiner Erfahrung nach kaum je die Biotit- und Amphibolandesite, bezw. -Porphyrite basaltischen Habitus aufweisen.

Mineralbestand der Andesite und Porphyrite.

An dem Aufbau der Andesite und Porphyrite beteiligen sich außer einem Kalknatronfeldspat, neben welchem selten unter den Einsprenglingen, oft in der Grundmasse auch Alkalifeldspate erscheinen, Glimmer der Biotitreihe, Amphibol, rhombische und monokline Pyroxene als wesentliche kristalline Gemengteile. Eisenerze (Magnetit, Eisenglanz, Ilmenit), Apatit und spärlicher Zirkon sind allgemein verbreitet, eine amorphe Basis ist sehr oft, aber keineswegs immer vorhanden. Unter den akzessorischen Gemengteilen sind Olivin, Titanit, Granat, Tridymit, Orthit und Pyrit die häufigeren. Mit dem Granat assoziiert sich gern der Cordierit. — Nur in den Trachyandesiten findet sich ein Mineral der Hauyn-Familie ziemlich verbreitet, Nephelin oder Leucit recht selten.

Unter den Kalknatronfeldspat-Einsprenglingen der Andesite kennt man Glieder aller Reihen vom Oligoklas bis hinab zum Anorthit, und zwar im allgemeinen in solcher Verteilung, daß Oligoklas, Andesin und Labradorit vorwiegend an die Glimmer- und Hornblende-Andesite, Labradorit, Bytownit und Anorthit mit Vorliebe an die Pyroxen- (Enstatit- und Augit-) Andesite gebunden scheinen. Doch sind auch saure Feldspate in den Pyroxenandesiten (Santorin), recht basische in den Glimmer- und Hornblendeandesiten (Anorthit und Labrador-Bytownit im Amphibolandesit von der Insel Bogoilof, Alaska, Labrador-Bytownit im Biotitandesit von Hoyazo am Cabo de Gata, Almeria, Spanien nach Osann) nachgewiesen worden. Aus den optischen Erscheinungen an den fast stets zonarstruierten Feldspaten dieser Gesteine ist z. T. nachgewiesen, z. T. wahrscheinlich gemacht worden, daß allenthalben die intratellurische Periode der Feldspatbildung mit Anorthit oder doch recht anorthitreichen Mischungen beginnt und zu stets saureren Mischungen mit nicht gerade seltenen Rekurrenzen in der Reihe fortschreitet. Da nun eine Trennung der verschiedenen isomorphen Schichten zu gesonderter Analyse mit den heutigen Trennungsmitteln unausführbar ist, so wird man zu der Annahme genötigt, daß die Analyse der Feldspateinspreng-

linge eines Andesits (oder natürlich auch eines andern Effusivgesteins) eine Art Bauschanalyse ist, die als solche eines homogenen Feldspats angesehen wird. Dieser muß dann natürlich in einem bestimmten Magma um so saurer erscheinen, je länger die Periode der intratellurischen Feldspatbildung dauerte. So erklärt es sich vielleicht, daß die chemische und die Bestimmung nach dem spezifischen Gewicht in Andesiten gleicher chemischer und mineralischer Konstitution an einem Orte Labradorit, an einem andern Andesin lieferte. — Sehr interessante Mitteilungen über Feldspatbildung machte Retgers in Verbeek Krakatoa, S. 218—262.

Die Form der Plagioklaseinsprenglinge, welche eine oft recht komplizierte ist, wird vorwiegend durch die Flächen M, P, T, l, z, x oder y, untergeordnet durch n, e, o, v, f usw. gegeben. Dabei ist der Habitus meistens tafelförmig nach M. Schnitte parallel dieser Fläche sind dann sechsseitig, wobei bald die Kante P : M, bald die Kante T : M, bald die Kante y : M, selten x : M durch größere Länge sich auszeichnen. Die Schnitte, welche nahezu senkrecht M trafen, liefern Leisten. — Durch Streckung des Kristalls nach der Fläche P entsteht ein prismatischer Habitus, bei welchem P und M angenähert im Gleichgewicht aufzutreten pflegen. Selten entwickelt sich ein prismatischer Habitus durch Vorwalten von T und l bei zurücktretendem P und M.* — Recht isometrische Formen entstehen durch gleichmäßige Ausbildung der Flächen M, P und y; die Durchschnitte sind dann fast stets angenähert rektangulär oder kurzoblong. — Selten ist der Periklinhabitus mit herrschendem P und x. — Zwillingsbildungen sind überaus verbreitet, aber keineswegs allenthalben vorhanden. Das Albitgesetz (Roc-tourné-Zwillinge wurden von Elich vielfach in den Gesteinen des Iliniza nachgewiesen), welches die weitaus größte Verbreitung hat und sich sehr oft mit dem Periklingesetz verbindet, liefert Viellinge, die sich ihrerseits zwillingsartig nach verschiedenen Gesetzen bald juxtaponieren, bald penetrieren. Hier herrscht in weiter Verbreitung das Karlsbader Gesetz; seltener begegnet man dem Bavenoer und dem Manebacher Gesetz. Zwillingsbildung nach dem Brachyprisma (130) oder ($1\bar{3}0$) beobachtete Hocks am Trachyandesit des Froschberges im Siebengebirge. Durch gleichzeitige Ausbildung mehrerer dieser Gesetze entstehen oft höchst komplizierte Gruppierungen, über welche vom Rath an andinischen und nordamerikanischen, Tschermak an Andesiten von Verespatak, Förstner an solchen von Pantelleria wichtige Mitteilungen machten. Eine Verfolgung dieses komplizierten Aufbaus in mikroskopischen Durchschnitten wird durch die Spaltungsrisse und die Beobachtung im konvergenten Lichte ermöglicht. — Durch Herabsinken der Zwillingslamellen zu sehr geringer Breite entstehen unsichere Auslöschungen zwischen

* H. B. Patton beobachtete in den Hypersthen-Andesiten des Crater-Lake, National Park, eine ältere Generation von basischen Einsprenglingen (Bytownit) in dicktafelförmiger Ausbildung nach M neben einer jüngeren Generation von Einsprenglingen derselben Zusammensetzung in prismatischer Entwicklung nach der Kante P:M. Diese gehen allmählich in die Generation der Grundmasse-Feldspate über.

gekreuzten Nicols, welche an die durch Druck hervorgebrachte undulöse Auslöschung erinnern können. Bei sehr dünnen Präparaten und hinreichender Vergrößerung wird dann die Lamellierung erkennbar. Ähnliches bemerkte wohl schon Behrens an den Feldspateinsprenglingen des Andesits vom Keloet auf Java, wenn er von dem bei flüchtiger mikroskopischer Untersuchung scheinbar reichlichen Sanidin sagt: »Bei fortgesetzter Untersuchung stellte sich das Bedenken ein, ob nicht unter der buntfarbigen Spannungspolarisation vieler scheinbarer Sanidine Zwillingsbildung versteckt sein könnte.« Ätzversuche bewiesen dann, daß Kalknatronfeldspat vorlag.

Ganz außerordentlich, man kann fast sagen, allgemein verbreitet ist die im Durchschnitt als Zonarstruktur erscheinende isomorphe Schichtung. Bald besitzen die succesiven Schalen kaum meßbare Dünne, so daß eine scharfe Grenze der jeweils zwischen gekreuzten Nicols ausgelöschten Schalen gegen die nicht in Dunkelstellung befindlichen vermißt wird, bald sind sie breit genug, um eine genaue Bestimmung der Auslöschungsschiefen in jeder Schale zu gestatten, bald wechseln Schalen äußerster Dünne mit breiteren. Diese Erscheinungen würden sich durch das bald stetig, bald mehr sprungweise sich ändernde Mischungsverhältnis von Ab und An erklären. Höpfner machte darauf aufmerksam, daß im allgemeinen allerdings mit Annäherung an die Peripherie der Feldspat saurer wird (er nennt das fortschreitende Zonarstruktur), daß jedoch auch bisweilen auf saurere Schalen nach außen wieder basischere zu folgen scheinen, die eine neue Serie mit nach außen zunehmendem Albitgehalt einleiten (unregelmäßig wiederholte Zonarstruktur). Letztere Erscheinung würde auf eine Änderung in der Konstitution des Magmas während der Feldspatausscheidung, oder vielleicht auch auf eine Ortsänderung des wachsenden Feldspats im Magma schließen lassen. Daß die chemische Konstitution der Feldspateinsprenglinge in verschiedenen ihrer Zonen verschieden sei, konstatierte Küch nach Vorgang von Törnebohm auch durch Ätzung und durch die Bestimmung des spezifischen Gewichts, sowie mikroskopisch an vielen columbianischen Andesiten in einer sehr sorgfältigen, aber nicht immer historisch ganz gerechten Arbeit. Er fand, daß nicht allgemein jede äußere Zone sauerer sei, als jede innere, sondern daß mehrfach im Durchschnitt sauerere und und im Durchschnitt basischere Zonen wechseln, aber er konstatierte zugleich, daß dann in diesen Zonen erster Ordnung, wenn man diesen Ausdruck gebrauchen will, wieder von innen nach außen der Kalkgehalt abnehme. Das würde also auf eine mehrfache Unterbrechung im Wachstum hinweisen, die Regel aber bestätigen. Die Durchschnittszusammensetzung der Einsprenglinge ging in den Andesiten nicht über die Andesinmischung hinaus und blieb vorwiegend die des Labradorits. Bei den columbianischen Daciten waren die Plagioklas-Einsprenglinge im Durchschnitt saurer und entsprachen etwa dem Andesin; auch wurde wohl etwas Sanidin gefunden, was bei den Einsprenglingen der Andesite nicht der Fall war.

Höpfner hatte also nur übersehen, daß die primären Zonen nicht einheitlich, sondern ihrerseits wieder zonar gebaut waren mit nach außen fortschreitendem Gehalt an Albit. — Auch Hocks wies die nach außen zunehmende Azidität der Plagioklaseinsprenglinge im Andesit des Froschberges nach. Emerson fand in geradezu paradigmatischer Ausbildung die Plagioklas-Einsprenglinge des Amphibolandesits von Bogosloff Island aufgebaut aus Kernen von Anorthit mit Schalen von Bytownit, Labradorit, Andesin und Oligoklas bis hinauf zu nahezu reinem Albit. Nicht selten hat die äußerste Schale der Plagioklaseinsprenglinge dasselbe Mischungsverhältnis, wie die Grundmassen-Feldspate.

Kleinere und größere Unregelmäßigkeiten in dem geschilderten Aufbau der Feldspat-Einsprenglinge und Abweichungen von der herrschenden Regel wurden indessen vielfach beobachtet, so von A. Lacroix in den Hypersthenandesiten von La Martinique, von Schwerdt in Hornblendeporphyriten zwischen Tschifu und Aishantang in China, von M. Käch in den Porphyriten des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Val Sesia u. a.

Daß die Plagioklaseinsprenglinge der Andesite von einer äußersten Schale von Kalifeldspat umwachsen werden, beobachtete schon Cross. Er sagt, daß dieser Sanidinmantel »is in fact merely the orthoclase of the groundmass brought into regular relations with the plagioclase by crystallographic forces, and the only unusual feature in this case is the uniform thickness of this zone about all crystals.« Schmale Schalen von Sanidin kommen besonders gern um die Labradorite der Trachyandesite vor.

Gemeiniglich haben die isomorphen Schalen eine mit dem äußeren Kristallumriß parallele Grenze, doch kommt auch der Fall nicht allzu selten vor, daß die Wachstumsrichtung und Formenentwicklung sich während der Kristallbildung änderte, so daß die inneren Schalen andere Grenzen aufweisen, als die äußeren.

Der Reichtum an Interpositionen in den Kalknatronfeldspat-Einsprenglingen ist ein in verschiedenen Gesteinen sehr verschiedener. Bald mehr oder weniger frei von solchen, sind sie in andern Gesteinen derart vollgepfropt, daß die Feldspatsubstanz nur einen spärlichen Kitt für die fremden Körper bildet. Auch die Anordnung schwankt sehr; am häufigsten dürfte die zonare und zentrale, seltener die peripherische sein. Unter den Einschlüssen herrschen die Glasinterpositionen in bald regelloser oder rundlicher, bald polygonaler und dem Wirt entlehnter Form. Diese Glaseinschlüsse haben durchaus nicht immer das Aussehen der eventuell vorhandenen Gesteinsbasis; sie sind oft tiefbraun, während diese farblos ist, und legen also deutlich Zeugnis ab für die sich im Magma durch die Kristallisation vollziehenden Änderungen. Es kommt auch der mehrfach in der Literatur erwähnte Fall vor, daß zweierlei, durch ihre Farben verschiedene, Glaseinschlüsse in den Feldspaten vorhanden sind. — Nächstdem pflegen Einschlüsse der älteren associierten Mineralien (Erze, Apatit, Zirkon, Titanit, Biotit, Amphibol, Pyroxen) in

allerdings meistens ganz vereinzelten Individuen vorzukommen. — Flüssigkeiten sind nicht eben häufig in den unveränderten Feldspaten vorhanden. Doch finden sie sich — und werden auch mehrfach in der Literatur erwähnt — selbst in nicht eben glasarmen Gesteinen (Gegend von Schemnitz, im Glimmerandesit des Hoyazo am Cabo de Gata nach Osann).

Camuset beschreibt einen Glimmer-Augit-Porphyrit von Brandon (Saône-et-Loire), unter dessen Einsprenglingen eine Pseudomorphose von Orthoklas und Plagioklas nach einem Mineral vorkommt, dessen Durchschnitte an Leucit erinnern. Daß Feldspate sich zu sphäroidischen, in ihrer Form an Leucit erinnernde Massen gruppieren, beobachtete schon Voelsang in Vesuvlaven. Sollte vielleicht Ähnliches hier vorliegen?

Mechanische Deformationen der Feldspateinsprenglinge beschränken sich auf Zerbrechungen, wie sie bei dem Eruptionsakt und bei der fließenden Bewegung der erstarrenden Effusivmassen notwendig vorkommen müssen und um so zahlreicher vorkommen werden, je stürmischer diese Akte verlaufen. — Chemische Deformationen zeigen sich in Rundung von Kanten und Ecken und in oft sehr bizarren Einbuchtungen der Gesteinsmasse. Mit der letzteren ist oft eine auf den ersten Anblick überraschende Anordnung der Interpositionen verbunden, welche auch von Bucca an Augit-Andesiten von Lipari, von Renard an solchen von Ascension erwähnt, von letzterem auch bereits gewiß richtig erklärt wurde. Die Interpositionen folgen dann nämlich oft nicht dem wohl erkennbaren Schalenbau der Kristalle, sondern der deformierten Umgrenzung. Ja es gibt Gesteine, in deren Feldspaten zentral die normale kristallographische Anordnung der Glaseinschlüsse, peripherisch die der deformierten Grenze parallele statthat. Sehr oft folgt auf diese peripherische, der Deformationsgrenze parallele Einschlußzone ein äußerer, ganz einschlußfreier Feldspatmantel, dessen äußere Abgrenzung das deutliche Bestreben nach Herstellung von Kristallumrissen erkennen läßt. Offenbar folgte hier auf eine Periode der Wiederauflösung der bereits ausgeschiedenen Feldspate eine solche des rapiden Anschießens neuer Feldspatsubstanz, während welcher die eben wegen des raschen Wachstums massenhaft aufgenommenen Einschlüsse parallel dem Deformationsumriß sich ordnen mußten. Dann trat wieder verlangsamtes Wachstum ein, demzufolge Freiheit von Interpositionen und Anstreben regelmäßiger kristallographischer Ausheilung.*

Die Verwitterung der Feldspateinsprenglinge führt neben Ausscheidung von Kalkkarbonat, welches oft nicht an Ort und Stelle bleibt, sondern auswandert, zu der Bildung von feinschuppigen Aggregaten, deren Bestimmung als Kaolin oder Muscovit nicht immer sicher aus-

* Auf einen solchen plötzlichen Wechsel in der Entwicklung des Magmas deutet vielleicht auch die Beobachtung Bucca's hin, daß die Grenzen der Zwillingslamellen in dem Kern solcher Feldspate im polarisierten Licht verwaschen waren, „dando l'impressione che il cristallo fosse stato sottoposto ad una tempera".

führbar ist. Nach den Untersuchungen von TSCHERMAK an den Labradoriten des Andesits von Verespatak gesellt sich hierzu an genanntem Ort ein Tonerdesilikathydrat von der Formel H_2O, Al_2O_3, $3SiO_2$ nebst etwas Quarz, Limonit und Pennin. — Der letztgenannten Substanz gehören wahrscheinlich die feinfasrigen pseudophitischen Umwandlungsprodukte der Plagioklase mancher Dacite aus der Gegend von Kapnik und des Hornblendeandesits vom Stenzelberg im Siebengebirge an. — Umwandlung der Feldspate in ein amorphes Tonerdesilikat von halloysitähnlicher Beschaffenheit bespricht MÜGGE aus Biotit-Amphibol-Trachyandesiten von S. Miguel und Fayal. — In andern Gesteinen dieser Familie werden die Feldspate in Opal umgewandelt, ein Prozeß, der auch die farbigen Silikate und sogar das ganze Gestein ergreifen kann. Dabei werden oft alle Strukturdetails in deutlichster Weise erhalten. Sehr ausführlich werden diese Vorgänge von KISPATIČ an Pyroxenandesiten von Gleichenberg in Steiermark beschrieben und teils durch die Einwirkung kohlensäurehaltiger Gewässer, teils durch die Einwirkung von Schwefelsäure erklärt, welche sich aus dem Schwefelwasserstoff der Solfataren oder aus Pyrit durch Oxydation bilden kann. Wo die Schwefelsäure die Umwandlung bewirkte, wird man zugleich das Auftreten von Alunit erwarten, der denn auch vielfach beobachtet wurde. So beschreibt auch COLOMBA Pseudomorphosen von Opal mit wenig Gips und Tonerdesulfaten in den Augitandesiten von Vulcanello. — Umwandlung der Feldspate in Opal gibt auch BERGEAT aus olivinführendem Pyroxenandesit vom Yupiltepeque in Guatemala an, eine vollständige Verkieselung der Feldspate nicht nur, sondern auch des gesamten Gesteins wird von KÜCH an den Andesiten von Pasto im südlichen Columbien beschrieben und auf Fumarolen zurückgeführt. — HATCH, RENARD u. a. beschreiben ähnliche oder doch verwandte Silifizierungsvorgänge aus südamerikanischen und aus Andesiten des Indischen Archipels. ELICH fand, daß die Opalbildung besonders leicht in den zentralen, also basischeren Teilen der Plagioklase eintrete. — Eine zeolithische Umwandlung der Feldspate (in Heulandit) beschreibt CALKINS aus Amphibol-Hypersthen-Andesiten von Clarno's Ferry im John Day Basin im Staate Oregon. — Die Umwandlung der Feldspate in Gemenge von Karbonaten, Epidot und Quarz ist vorwiegend an die propylitischen Facies der Andesite und an die Porphyrite in stark gestörten Gebieten und im Schiefergebirge gebunden. Zoisit begleitet dann gern oder vertritt auch den Epidot. Die Epidotisierung gibt auch BERTOLIO aus Andesiten der Gegend von Siliqua in Südsardinien, D'ACCHIARDI von pilotaxitischem Amphibolandesit von Bagtsché-Déré in Kleinasien an. Der Epidot ist hier z. T. Withamit nach der Beschreibung.

Wo Sanidin als Einsprengling auftritt, unterscheidet er sich in nichts von dem Sanidin der Trachyte und hat auch hier oft auffallend kleine Achsenwinkel. In dem vitrophyrischen Biotitandesit von Gleichenberg in SO-Steiermark gibt AL. SIGMUND Sanidin als Einsprengling mit $2V = 48^0$ etwa und mit horizontaler Dispersion $\varrho > v$ an. — In Andesiten

der Neu-Hebriden-Insel Sandwich, welche H. v. FOULLON sammelte, erkannte V. HANSEL Anorthoklas.

Die Feldspate der Grundmasse haben in den weitaus meisten andesitischen Gesteine die Form dünner Tafeln nach M oder nach der Kante P/M gestreckter Leistchen, welche bald eine Viellingslamellierung zeigen, bald einfache Zwillinge mit einer der Längsrichtung parallelen Zwillingsnaht darstellen, bald durchaus einfache Individuen sind. Soweit diese Grundmasse-Feldspate den Kalknatronfeldspaten zugehören und Bestimmungen derselben nach Gewicht, chemischen Reaktionen oder Lage der Auslöschungsrichtungen ausgeführt wurden, sind dieselben saurer als die Einsprenglinge. Man kennt sie bisher nicht basischer als Labradorit;* sehr häufig scheint Andesin und Oligoklas zu sein; in einzelnen Fällen (Santorin) wurde Albit nachgewiesen.** Die Dimensionen pflegen sehr geringe zu sein; sie sinken bis zu gegabelten Wachstumsformen und zu trichitischer Ausbildung herab, wobei sie sich dann in hypokristallinen Grundmassen gern zu radialen Gruppen und zu echten Sphärokristallen ordnen. — Neben solchen leistenförmigen Feldspaten, seltener allein, begegnet man quadratischen und kurzrektangulären Feldspatdurchschnitten, welche ebenfalls bald Zwillingsstreifung besitzen, bald derselben vollkommen entbehren. Daß unter diesen Grundmasse-Feldspaten, zumal bei mehr oder weniger holokristalliner Entwicklung des Gesteins, Sanidin vorkomme, ist nur selten nachgewiesen, geht aber aus dem oft nicht unbeträchtlichen Gehalt der Bauschanalyse an K_2O und aus der durch alle vorliegenden Separatanalysen bestätigten Tatsache, daß das Kali sich in den Gesteinsgläsern anreichert, mit großer Wahrscheinlichkeit hervor. Auch OSANN gibt aus mehr oder weniger holokristallinen Hypersthen-Andesiten vom Fraile Grande am Cabo de Gata Sanidin als wahrscheinlich letzte kristalline Ausscheidung an und AL. SIGMUND fand Sanidinleistchen häufig, ja vorwiegend in Biotitandesiten, Biotitaugitandesiten und Hypersthen-Biotit-Andesiten von Gleichenberg in Steiermark. Solche Andesite, die reichlich Sanidin in der Grundmasse führen, möchte er Andesitoide nennen. — Allotriomorph-körnige Form der Grundmasse-Feldspate in unveränderten Andesiten ist nicht eben häufig; sie kommt anscheinend nur bei grobkörnig holokristallinen Grundmassen und auch hier nur selten vor. —

* Solche Gesteine, deren Feldspatmikrolithe etwa 30° schief auslöschen, heißen in der französischen Petrographie „Labradorites", nicht „Andésites".

** Wenn ESCH angibt, daß die Grundmasse-Feldspate in den Andesiten der ecuatorianischen Ost-Cordillere weit unter die Grenze des Labradorits, gar nicht selten bis zum Anorthit hinabgehen und daß eine allgemeine Zusammenfassung der von ihm ausgeführten Messungen für die Anschauung sprechen würde, daß der Grundmassefeldspat sich nicht wesentlich verschieden von dem als Einsprengling auftretenden erweist und hinzufügt: Beide haben im allgemeinen einen, dem basischen Labradorit genäherten Kern, der in seinem Mantel allmählich in einen Feldspat übergeht, der selbst als ein der Andesitreihe nahestehender Oligoklas zu bezeichnen ist, so widerspricht das allen andern Erfahrungen.

An Einschlüssen sind die Grundmasse-Feldspate durchweg arm, meistens fehlen dieselben ganz.

Der Magnesiaglimmer der Andesite und Porphyrite als Einsprengling ist idiomorph und bildet tafelförmige Individuen von hexagonaler Umgrenzung. Er gehört, soweit bisher Untersuchungen nach dieser Richtung durchgeführt wurden, ganz vorwiegend zum Meroxen, doch kommen neben diesem in demselben Gestein Individuen vor mit anomitischer Lage der Achsenebene senkrecht zu einer der Grenzlinien. So im Andesit von Repistye bei Schemnitz, im Glimmerporphyrit von Allzunah im Reg.-Bez. Erfurt, wo die Ebene der optischen Achse parallel zu den Strahlen der in den Glimmern der thüringischen Porphyrite recht verbreiteten Druckfigur, die senkrecht auf der Begrenzung der Blättchen stehn, gefunden wurde. Al. Sigmund beobachtete in Hypersthen-Biotitandesiten vom Schloßbergplateau bei Gleichenberg in Steiermark Anomit neben Meroxen und fand auch bei diesem Glimmer die schon von E. Hussak beschriebenen Druckfiguren. — Die Farbe im durchfallenden Lichte ist braun bis braunrot und blutrot; der Pleochroismus ist sehr stark, die parallel zur Spaltbarkeit schwingenden Strahlen werden fast vollständig absorbiert, die dazu senkrecht oscillierenden sind gelbrot bis strohgelb oder grünlichgelb. Der Winkel der optischen Achsen hat sehr schwankende Werte; oft nahezu 0^0 bei tiefbrauner Farbe, wächst er bis über 60^0, besonders bei rotbrauner und blutroter Farbe. Die Bissectrix zeigt nicht selten, und ganz besonders auffällig in den Trachyandesiten (Siebengebirge, Roccamonfina, Azoren) eine merkliche Schiefe gegen die Normale zu (001) und gestattet dann die Konstatierung der weiten Verbreitung des Tschermak'schen Zwillingsgesetzes, dessen Vorhandensein sich auch bei zur Spaltbarkeit paralleler Auslöschung bisweilen durch die Verschiedenfarbigkeit der in der Spaltfläche schwingenden Strahlen bei Querschnitten erkennen läßt. — Die bei den Biotiten der lamprophyrischen Ganggesteine so verbreitete Zonarstruktur ist bei denen der Andesite und Porphyrite im ganzen recht selten. Wo sie sich findet, läßt sich die äußere Schale schon durch ihre tiefere Färbung als eisenreicher denn der Kern erkennen.

Die bei den Trachyten und Phonolithen hervorgehobene magmatische Resorption, sogen. opazitische Umwandlung ist auch bei den Biotiten der Andesite und Porphyrite sehr verbreitet. Diese kann bis zur vollständigen Zerstörung des Glimmers bei angenäherter Erhaltung oder bei Verlust seiner Form und unter Neubildung von Magnetit- und Pyroxensäulchen gehen. Tannhäuser beobachtete bei diesem Vorgange in den Biotiten des Andesits von der Cuesta de Ocay, Prov. Salta, Argentinien, die Neubildung von Magnetit, Hypersthen und Orthoklas und erinnert an die Resorption von Olivin unter Neubildung von Hypersthen in Basalten. Man sollte das Hinzutreten des Orthoklases zu den Neubildungen eigentlich allenthalben erwarten. Vielleicht ist er bisher übersehen worden. Die Bildung von Hypersthen statt Augit beobachtete

F. v. Wolff auch an den resorbierten Glimmern im Bozener Quarzporphyr vom Rittner Horn bei Kastelruth.

Der Glimmer umschließt mit Vorliebe die älteren associierten Mineralien (Eisenerze, Apatit, Zirkon) und zeigt auch wohl, wenngleich sehr selten, um diese Einschlüsse herum tiefere Färbung. — Verbiegungen der Glimmerblättchen sind sehr verbreitet. —

Die atmosphärische Zersetzung des Glimmers führt oft zu einer merklichen Bleichung, dann auch zur Umbildung in Chlorit und endlich zu Gemengen von Karbonaten, Eisenerzen und Quarz.

Eine jüngere, wohl der Effusionsperiode angehörige Generation von Biotit gibt O. Mügge aus Trachyandesiten von S. Miguel und Fayal an. Sie findet sich auch sonst wohl spärlich (Anden, Kleinasien). Die Blättchen sind dann nicht idiomorph und entbehren durchweg der Magnetit-Augit-Umrandungen.

Der Amphibol als Einsprengling in Porphyriten und Andesiten, soweit er ursprünglicher Gemengteil ist, bildet idiomorphe Individuen, welche in der Prismenzone von (110) (010), seltener auch von (100), terminal von (001) und ($\bar{1}11$) begrenzt werden oder sich auszacken. Zwillingsbildung nach (100) ist ziemlich verbreitet. Eine ungewöhnliche Zwillingsbildung erwähnt Niedzwiedzki aus einem Dacit vom Nordabhang des Vitos; die Spaltrisse in Längsschnitten bildeten in den verzwillingten Individuen einen Winkel von 90° miteinander. Klautzsch fand im Dacit des Quilatoa, Ecuador, das gewöhnliche Zwillingsgesetz in Penetrationsgestalt ausgebildet, so daß ein Durchschnitt nach der Längsfläche in vier Felder zerfiel, von denen je zwei diametral gegenüberliegende gleichzeitig auslöschten; damit war ein dritter Kristall in Zwillingsstellung nach der Basis, so daß die Prismenachsen etwa 30° miteinander bildeten. — Die Farbe des Amphibols ist bald braun, bald grün im durchfallenden Lichte und zwar so, daß braune Farben bei hypokristalliner und vitrophyrischer, grüne bei holokristalliner Struktur häufiger auftreten. Doch sind Ausnahmen ziemlich verbreitet. Die Auslöschungsschiefe auf (110) war immer klein oder Null bei brauner Farbe, sie stieg bis zu 18° bei grüner Farbe. Zwischen den braunen und grünen Hornblenden stehen vermittelnd bräunlichgrüne. — Auch braunrote bis blutrote Amphibole kommen vor und zwar gern in Begleitung ebenso gefärbten Biotits und oft neben solchen mit grünlichen oder bräunlichen Tönen. So fand A. Lacroix in den Hypersthen-Andesiten der Montagne Pelée von der letzten großen Eruption neben dem normalen Amphibol mit c grünlichbraun, b grünlichgelb, a gelb und $c : c = 15^0$ einen veränderten mit c rotbraun, b gelbbraun, a hellgelb und $c : c = 2^0$. Daß diese Veränderung durch eine Erhitzung der farbigen Kristalle, wie in den bekannten Versuchen von Schneider und Belowsky (vergl. Band I. 2. 4. Aufl., S. 234) hervorgebracht wurde und wesentlich auf einer höheren Oxydation des Eisens beruht, ist wohl nicht zu bezweifeln. — Der Pleochroismus ist durchweg stark bei braunen und roten Farben. Häufiger Pleochroismus ist

c = dunkelbraunschwarz	b = braunrot	a = grünlichgelb
= bräunlichgrün	= gelbgrün	= hellgrün bis fast farblos
= bräunlich olivengrün	= hellbraun oder olivengrün	= hellbräunlichgelb bis farblos
= grünlichgrauviolett	= braungelb	= braunrot
= grünlichbraun	= grünlichbraun	= grünlichgelb

Etwas abweichend hat nach Osann der Amphibol im Andesit des Hoyazo: c = dunkelgrüngelb, b = grünbraun, a = hellgrüngelb mit $b > c > a$ und $c : c = 16^0$, und in den Daciten des Cabo de Gata c = dunkelgrün, b = dunkelbraungrün, a = hellgelbgrün mit $b \geqslant c > a$ und $c : c = 13^0\ 15'$. Das erinnert an katophoritische Amphibole.

Die Stärke der Absorption gibt oft derjenigen des Biotits wenig nach. — Zonarer Farbenwechsel, also wohl isomorphe Schichtung, kommt im ganzen selten vor, und hat dann auch verschiedenen Pleochroismus und etwas abweichende Auslöschungsschiefen zur Folge.

Als Interpositionen finden sich die älteren associierten Mineralien, wie bei Biotit; selbst Feldspat wird als Einschluß angegeben; hie und da auch kurzprismatische oder nadelförmige opake Körper unbekannter Art (vielleicht Ilmenit), bald parallel der Prismenachse, bald dazu geneigt, in ein oder zwei Systeme oft parallel der Trace von $(\bar{1}01)$ und (001) schwarmartig gruppiert. Glaseier, denen bisweilen Erzkörnchen anhaften, kommen besonders bei hypokristallinen oder vitrophyrischen Gesteinen vor.

Zerbrechungen der Amphibolsäulen mit scharfen Bruchrändern, Abrundungen der Ecken und Kanten sind häufige Erscheinungen. Auch die Hornblende zeigt die bei dem Biotit erwähnten Resorptionserscheinungen unter Neubildung von Magnetit und Augit in gleicher Art und gleichem Grade und mit den gleichen Beziehungen zur Struktur und zum Mineralbestande. Um grüne Hornblende sind diese Magnetit-Augithöfe bei weitem seltener, als um braune. Neubildung von Biotit in diesen Resorptionshöfen beobachtete Renard auf der Insel Kantavu (Fidji). In den großen Hornblenden der Dacite des Cabo de Gata beobachtete Osann, wie diese Resorption von der Peripherie her kanalförmig und netzartig ins Innere unter Erhaltung der Hornblendeform vorschreitet. Sind die neugebildeten Pyroxene (es sind auch hier rhombische und monokline) sehr klein, so liegen sie regellos; bei größeren Dimensionen ordnen sie sich parallel und haben mit der Hornblende die Achsen c und b gemeinsam. — Die auch in der Literatur mehrfach konstatierte Tatsache, daß diese Magnetit-Pyroxen-Mäntel nicht nur um die Kristallkonturen, sondern auch um Bruchflächen der Hornblende entwickelt sind, beweist ihre späte Entstehung. Dieselbe muß wohl mit dem Eruptionsakt beginnen, oder bald auf diesen folgen. Mit diesem Akt, bei welchem mit großer Wahrscheinlichkeit die Zerbrechungen stattfanden, ist aber zugleich die gewaltigste Veränderung in der chemischen Konstitution der Eruptivmagmen verbunden, ihre durch plötzliche oder doch rasche Druckverminderung bedingte Entwässerung

und die dadurch hervorgerufene bedeutende Zunahme ihrer Acidität. Hierdurch scheint es, wurden die in der Tiefe ausgeschiedenen Molecularverbindungen, Biotit und Amphibol, bestandunfähig; ihrer Resorption folgte sodann auf dem Fuße die Ausscheidung von Magnetit und Pyroxen. Küch, Washington und Esch, sowie manche andere Autoren haben geglaubt, diese magmatische Umwandlung als eine bloße Wärmewirkung auffassen zu sollen, als ob mit fortschreitender Kristallisation eines Gesteins notwendig die Temperatur des Magmenrestes stiege. Es ist genau dasselbe, wie man früher durch die pyrognomischen Mineralien die nicht eruptive Natur des Granits beweisen wollte.

Die atmosphärische Verwitterung der Hornblende liefert, wie diejenige des Biotits, zunächst Chlorit oder Serpentin, schließlich Karbonate, Eisenerze und Quarz oder Chalcedon, bezw. Opal. In manchen ungarischen Andesiten von nicht frischem Erhaltungszustande wird der Raum der früheren Hornblende von in HCl ziemlich leicht löslichem Eisenerz allein ausgefüllt. — Eine Umwandlung der kompakten Hornblende in uralitisch fasrige unter Ausscheidung von Eisenerzen gibt Osann vom Cabo de Gata an. Epidotbildung aus Hornblende ist vorwiegend an propylitische Facies der Andesite und an die Porphyrite des gefalteten Gebirges gebunden.

Eine Wiederkehr der Hornblendebildung während der Effusionsperiode scheint selten stattzufinden. Nach Küch ist sie verbreitet in den Amphibol-Pyroxen-Andesiten von Columbia, nach Esch am Imbabura. Dannenberg gibt Amphibolnädelchen und -Flitterchen aus der Grundmasse der Pyroxenandesite des Aragatz und der Elbruslaven im Kaukasus an. Mügge erwähnt sie von S. Miguel und Fayal, nach v. Drasche's Beschreibung scheint sie im Amphibol-Andesit von Wöllau in Steiermark vorzukommen. — Ob die von Mügge aus gewissen Azoren-Andesiten beschriebenen Wachstumsformen der Hornblende mit großem zentralem Glaseinschluß, welche auffallend an Olivin erinnern, der intratellurischen oder Effusionsperiode angehören, ist schwer zu entscheiden.

Th. H. Holland gedenkt kurz eines Andesits aus der Nähe von Koh-malik-do-Khand (Lat. 29° 40′, Long. 63° 30′) an der indisch afghanischen Grenze, dessen alleiniger farbiger Gemengteil Arfvedsonit wäre mit a hellgrünlichgelb, b gelb, c tief Sherry-rot, $c : c = 5°$. Das sind allerdings nicht die Eigenschaften des Arfvedsonits.

Von Pyroxenen kennt man aus den Daciten und Andesiten die rhombischen Pyroxene und grünen monoklinen, diopsidischen Augit. Gegenüber den Porphyriten ist bei den Andesiten die deutliche Vorherrschaft des Hypersthens unter den rhombischen Pyroxenen zu betonen. Es möge daher der Kürze halber im folgenden schlechthin Hypersthen statt rhombischer Pyroxen gesagt werden. Bedeutsam sind die Beobachtungen von Fr. Becke an Andesiten der Insel Alborán an der Südküste von Spanien, und von Hansel an solchen von den kleinen Hebriden, daß je höher der Eisengehalt des Hypersthens dieser Gesteine war, um so eisenreicher auch ihre Augite sich erwiesen.

Soweit der Hypersthen der intratellurischen Periode angehört, ist er stets idiomorph in schlanken oder häufiger in gedrungenen Säulen, welche vorwiegend von (100) und (010), sehr untergeordnet von (110) begrenzt werden und terminal mit stumpfen Pyramiden und Domen abschließen. Für die Form, Zwillingsbildung (nach Osann am Cabo de Gata nach (012) (013) und (023) für die Stellung des spitzen Prismenwinkels nach vorn), Spaltbarkeit (sie wird nur in wirklich vom Schliff getroffenen Individuen und in sehr dünnen Präparaten, dann aber auch sehr gut sichtbar), Absonderung und Optik sei auf die betreffenden Abschnitte in Bd. I dieses Buches verwiesen. — Der Hypersthen ist niemals reich an Einschlüssen; außer Eisenerzen, Apatit und gelegentlich Zirkon sind Glaseinschlüsse ziemlich allgemein verbreitet. — Die Umwandlungsphänomene des verhältnismäßig leicht der atmosphärischen Zersetzung anheimfallenden Hypersthens sind recht verschiedenartig. In manchen Gesteinen wird derselbe durch eine Ausscheidung von Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd zunächst fleckig. Dann überzieht er sich mit einer kontinuierlichen, rotbraunen Kruste, welche mehr und mehr ins Innere des Kristalls eindringt und den Raum desselben zuletzt ganz erfüllt. — In andern Fällen beginnt von den zur Säulenachse angenähert senkrecht verlaufenden Absonderungsklüften eine Faserbildung, wobei die neugebildete Substanz bald dem Bastit (Serpentin), bald dem Amphibol angehört. Diese Faseraggregate wachsen parallel der Prismenachse bis die zwischen zwei Absonderungsklüften liegenden Felder nur aus ihnen bestehen und so entwickeln sich Pseudomorphosen von Bastit oder grünem Amphibol (wohl Strahlstein) nach rhombischem Pyroxen. Die Amphibolitisierung der Hypersthene scheint mit Vorliebe in der propylitischen Facies der Dacite und Andesite einzutreten.

Eine sehr merkwürdige Veränderung beobachtete A. Lacroix an den Hypersthenen der Andesite der Montagne Pelée auf der Insel Martinique, die der Einwirkung verschiedenartiger Fumarolen ausgesetzt waren. In Schnitten nach (010) der Aufstellung, wobei der spitze Prismenwinkel vorn liegt, besteht der veränderte Hypersthen aus einem Kerne mit den normalen optischen Eigenschaften und einem Mantel mit der Doppelbrechung von etwa 0,010. Kern und Mantel werden getrennt durch eine Schale, die zwischen gekreuzten Nicols in allen Lagen des Schliffes dunkel bleibt. Im convergenten Lichte erkennt man, daß auf dem normalen Kern des Schnitts die spitze negative Bissectrix austritt und die Ebene der optischen Achsen parallel der vertikalen Achse liegt. Auch auf dem zum Mantel gehörenden Teile des Schnitts tritt eine negative Bissectrix senkrecht aus, aber der Winkel der optischen Achsen ist groß und die Ebene derselben liegt senkrecht zur Längsrichtung. Die den Kern und den äußeren Mantel trennende Schale erweist sich im convergenten Lichte als optisch einachsig und erklärt sich durch die innige Durchdringung des normalen Hypersthenkernes mit dem abnormen Hypersthenmantel. A. Lacroix hebt die große Analogie des Verhältnisses mit dem Zoisit hervor. Auch bei dem normalen und veränderten

Hypersthen ist die Lichtbrechung die gleiche, wie bei dem Zoisit, dessen Achsenebene in der Basis und dem, wo sie in der Längsfläche liegt.

Lenk und Küch gaben wohl zuerst entgegen den älteren Erfahrungen auch in geringer Menge eine Bildung des Hypersthens in der Effusionsperiode, also als Grundmasse-Gemengteil, bei mexikanischen, bezw. columbianischen Andesiten an, wie das auch Szadeczki in dem sogen. Augitporphyr Tschermak's von Szekelikö bei Toroczkó anführt.

Der monokline Pyroxen der Dacite, Andesite und Porphyrite bedarf noch in hohem Grade einer genaueren Erforschung, um die Mannigfaltigkeit der vorkommenden Typen und ihre Gebundenheit an bestimmte Gesteinsgruppen strenger festzustellen. Unter den Pyroxen-Einsprenglingen, die fast durchweg vollkommen idiomorph sind und von (110) (100) (010) ($\bar{1}11$), bisweilen auch anderen terminalen Flächen begrenzt werden und im Gegensatz zu den rhombischen Pyroxenen in der Regel eine breitere Entwicklung der Prismenflächen, bisweilen auch eine durch (100) tafelförmige Entwicklung zeigen, sind mehrere Typen wohl zu unterscheiden. In den Daciten und den saureren Andesiten ist ein hellgrüner, unpleochroitischer, diopsidischer Pyroxen wohl am meisten verbreitet und auch durch chemische Analyse festgestellt. In den kieselsäureärmeren Andesiten und Porphyriten lassen die höheren Werte von c : c auf bedeutenderen Gehalt an Sesquioxyden schließen. Recht verbreitet ist hier auch ein Augit mit hypersthenähnlichem Pleochroismus $a = c$ grün, b bräunlich, von dem es Wahl wahrscheinlich gemacht hat, daß er dem Magnesiumdiopsid der Diabase nahe stehe. Dieser Augit wird auch in der Literatur vielfach angegeben; so erwähnt ihn Cohen aus Augitandesitbimsstein von Neubritannien, Renard vom Vulkan Camiguin auf den Philippinen, Koto von Japan, Oebbeke von Marivelles, Philippinen, u. a. O. Nach Wahl's Nachprüfung wäre allerdings der Pyroxen des letztgenannten Vorkommens Hypersthen und diese Verwechslung könnte wohl, zumal in der älteren Literatur, öfter vorgekommen sein. — In den Trachyandesiten finden sich recht verbreitet Augite, die nach der Auslöschungsschiefe und dem Pleochroismus dem Ägirinaugit nahe stehen. Sie wurden bereits von L. Bucca in den Trachyandesiten von Roccamonfina mit dem Pleochroismus gelbgrün, hellgrün, dunkelolivgrün angegeben und treten auch in den siebengebirgischen Trachyandesiten mit grüner Farbe für die in der Achsenebene schwingenden, gelb für die dazu senkrecht schwingenden Strahlen auf. Vielfach läßt die deutliche Bissectricendispersion, die charakteristische, wenn auch nicht sehr ausgesprochene, bräunlichviolette Farbe und eine, wenn auch nicht gerade auffällige, Sanduhrstruktur (Roccamonfina) auf einen Ti-Gehalt in den Pyroxeneinsprenglingen der Trachyandesite schließen. — Gelegentlich vorkommende gelbe Farbe (Aranyer Berg) dürfte auf Fumaroleneinwirkung hinweisen.

Zwillingsbildungen nach (100) sind recht verbreitet* und nicht

* In der Ausbildung der Durchkreuzungszwillinge fanden Küch und Elich dieses Gesetz in Gesteinen der Andenkette.

selten liegen zwischen den beiden Hauptindividuen eine ganze Anzahl schmaler Zwillingslamellen. Eine abweichende Zwillingsbildung beschreibt KREUTZ aus einem Augit-Andesit vom Kamen Verch im Smrkouz-Gebirge; eine Reihe von Zwillingslamellen lagen parallel einer terminalen Kante eines Durchschnitts nach (010). Diese Kante bildete mit einer Längskante des Durchschnitts einen Winkel von 121° bis 122° und scheint der gemeinen Hemipyramide des Augits anzugehören. Doch hält KREUTZ diesen Parallelismus nur für scheinbar und nimmt an, es liege hier das bei basaltischen Augiten öfter vorkommende Gesetz vor, die Zwillingsebene sei eine Fläche von $(\bar{1}22)$. Die gleiche Zwillingsbildung beobachtete KREUTZ an Augiten des Vihorlat-Gutin-Gebirges. ELICH gibt aus Gesteinen des Iliniza-Gebiets Durchkreuzungszwillinge nach mehreren Orthodomen an, so nach $(\bar{3}02)$ oder (102) mit c : c = 60°—61° auf Schnitten nach dem Klinopinakoid und nach $(\bar{9}04)$ oder (504), wobei sich die Prismenachsen auf derselben Fläche annähernd senkrecht schneiden. — Die Spaltung nach (110) ist stets sehr deutlich.

An Einschlüssen begegnet man im Augit denselben Substanzen, wie im Hypersthen. D. W. JOHNSON beobachtete in den blaßgrünen Pyroxeneinsprenglingen der Augitandesite der Cerrillos Hills, Neu-Mexiko, sagenitische Gewebe von Rutil als Einschlüsse. Das würde den Ilmenit-Interpositionen der Hypersthene entsprechen. — Mechanische Deformationen sind die gleichen in beiden Mineralien. — Die bei Biotit und Amphibol besprochenen Resorptionshöfe sind nur selten um Hypersthen vorhanden. Am Augit werden Umsäumungen durch Magnetit ebenfalls nur ausnahmsweise erwähnt, so von PABST aus Amphibolandesit von Tokitsu bei Arita in Japan, von LAGORIO vom Kasbek.

Der Augit widersteht umwandelnden Agentien weit besser, als der Hypersthen. Er zersetzt sich zu Chlorit, Epidot und Karbonaten, oder es kommt auch die Opalpseudomorphose vor. — Recht selten ist eine peripherische Bräunung, wie sie am Hypersthen erwähnt wurde. — Eine solfatarische Umwandlung des Augits des Andesits von Vulcanello in Opal und Chalcedon mit etwas Gips und Limonit beschreibt COLOMBA.

Ziemlich verbreitet ist die parallele Verwachsung von Hypersthen und Augit, bei welcher letztgenanntes Mineral in der Regel den äußeren Mantel bildet und sich demnach als jünger erweist, so bei Kremnitz, Fernezely u. a. O. in Ungarn, am Varatikberge bei Olahposbanya in Siebenbürgen, bei St. Egidi in Steiermark usw. So fand es auch OSANN in den Hypersthenandesiten des Cabo de Gata, während im Glimmerandesit des Hoyazo das umgekehrte Verhältnis vorlag. Auch in den Andesiten des Cotopaxi und seiner Umgebung liegt nach YOUNG bei Parallelverwachsung der beiden Pyroxene der Augit außen; dennoch sagt er: »daß der Hypersthen im allgemeinen jünger als der Augit ist, geht aus der Häufigkeit der Einschlüsse von Augitkörnern im Hypersthen hervor und aus der Seltenheit des umgekehrten Verhältnisses. Daß aber die beiden Mineralien sich eine Zeitlang zusammen ausscheiden konnten, geht aus dem häufigen Vorkommen der eigenartigen Gebilde

hervor, in welchen der Hypersthen von Augit in paralleler Lage der c-Achsen umhüllt ist. Verwachsungen dieser Art sind sowohl bei den großen Einsprenglingen wie unter den Mikrolithen der Grundmasse zu beobachten. Auch sind Fälle einer Neubildung von Hypersthen außerhalb des Augitmantels beobachtet.«

Parallele Verwachsung von Hornblende, Hypersthen und Augit beschreibt Iddings mehrfach aus Vorkommnissen der Vereinigten Staaten und Zentralamerikas; die Hornblende umwuchs die beiden Pyroxene. Küch beobachtete in columbianischen Andesiten teils das gleiche Verhalten, teils das Umgekehrte, so daß also die Hornblende den Kern bildete, teils auch eine mikroperthitische Verwachsung.

Gegenüber dem Hypersthen, welcher im ganzen selten in einer jüngeren Generation vorkommen dürfte, zeichnet sich der Augit dadurch aus, daß er als Grundmasse-Gemengteil nicht nur in Augitandesit, sondern auch in vielen solchen Daciten und Andesiten vorkommt, die keine intratellurischen Augite enthalten. Er bildet dann sehr kleine, aber meistens scharfe Kriställchen derselben Formen, die an den Einsprenglingen beschrieben wurden; Körnerform eignet ihm nur in den seltenen allotriomorph-körnigen Grundmassen. Als ein Ausnahmefall muß es gelten, daß diese Augite der Effusionsperiode in einem Augit-Andesit von Bromly's Cave auf Nightingale bei Tristan da Cunha nach Renard's Beobachtung fast durchweg Zwillinge waren. Eine kristallographisch geordnete Ablagerung der Grundmasse-Augite auf den Augiteinsprenglingen beobachtete Flett im Hypersthen-Andesit von Dumyat in der Ochils, Südschottland. In diesem Gestein treten auch kleine kuglige Gebilde auf, wie im Hypersthen-Andesit von Bath, Ungarn, deren Rand dunkler ist, als ihr Zentrum und deren dunkle Farbe durch eine Anhäufung roh radial geordneter Magnetitindividuen und Augitmikrolithe herrührt.

Unter den Eisenerzen, welche in allenthalben geringer Menge alle Dacite, Andesite und Porphyrite in frischem Zustande enthalten, kommt Magnetit zweifellos am häufigsten vor. Auf einen nicht seltenen Titangehalt weisen die leukoxenischen Umwandlungsprodukte in unfrischen Gesteinen mit einiger Wahrscheinlichkeit hin. Eisenglanz und Titaneisen, z. T. als Titaneisenglimmer, scheinen weit seltener zu sein. Letzterer wird von Frenzel in Pyroxenandesiten von Celebes angegeben. — Verwachsungen von Magnetit mit Ilmenit lassen sich durch Behandlung mit Salzsäure nachweisen; die Ilmenitblättchen bleiben ungelöst zurück und wurden z. B. auf diese Weise von Küch in columbianischen Andesiten nachgewiesen. — Umwandlung des Ilmenits in Anatas gibt Wlad. v. Luczizky aus dem Vitrophyrit von Erbendorf an.

Apatit bildet teils die langen nadelförmigen, quergegliederten Prismen, welche in allen Gesteinsfamilien vorkommen, teils kurze und gedrungene Kristalle von der Form $(10\bar{1}0)$ $(10\bar{1}1)$, welche durch massenhafte mikrolithische Interpositionen, die in konzentrischen Hexagonen parallel den Prismenflächen und mit ihrer Längsachse der Prismenachse

parallel geordnet sind, grau, braun oder violett erscheinen und oft sehr deutlichen Pleochroismus mit der Asorption $E > O$ besitzen. In einem Porphyrit von Guillestre (Hautes-Alpes) hatte nach P. Termier der Apatit E feuerrot bis dunkelorange, O sehr blaßgelb bis farblos. In den sogen. Iseniten des Westerwaldes wurde dieser Apatit mehrfach mit Nosean verwechselt.

Der Zirkon*, welcher in den Daciten und sauren Andesiten merklich häufiger ist, als in den basischeren Gliedern, zeigt keine besonderen Eigentümlichkeiten. Kollbeck beobachtete an den Zirkonen der zu einer lichtgrünlichen Sericitmasse zersetzten, die Golderzgänge führenden Dacite von Nagyag eine Art hemimorpher Ausbildung, indem sie an dem einen Ende »2 oder 3, in seltenen Fällen auch 4 pyramidale Endigungen besitzen, am andern hingegen normal ausgebildet sind«. Sie erreichen bis 0,4 mm Länge und sind prächtig hyazinthrot (Österreichische Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1888. XXXVI. 1).

In einer Unterabteilung der Trachyandesite findet sich als wesentlicher und oft sehr reichlicher Gemengteil ein Mineral der Hauynreihe mit denselben Eigenschaften, wie in den Phonolithen. — Nephelin gibt Gio. d'Acchiardi spärlich aus einem Pyroxenandesit von Kava Déré in Kleinasien an, der dann wohl unbedingt zu den Trachyandesiten zu stellen ist.

Zu den akzessorischen Gemengteilen, welche anscheinend ohne bestimmte Gesetzmäßigkeit in das Gesteinsgewebe eintreten, rechne ich den Granat, den Cordierit, den Titanit, den Olivin und den Tridymit.

Der Granat, gern in der Form (211) oder (211) (110), kommt in Daciten, Andesiten und Porphyriten vor. Eine größere Verbreitung hat er in den »Labrador-Biotit-Granat-Trachyten« von A. Koch und J. Szabó aus dem St. Andrae-Visegrader Gebirgsstock bei Budapest, in Augitandesiten des Sohler Comitates nach Szontagh, im Augitandesit der Contrada Varesana di Sotto auf Lipari nach Sabatini und neben Cordierit nach Bergeat, in Porphyriten von Borrowdale, Lake District, nach Walker. Zirkel erwähnt ihn aus Andesiten von Nevada (Coal Creek, Setoya Range und Susan Creek, River Range), die auch ein wahrscheinlich dem Hauyn zuzurechnendes blaues Mineral (vielleicht Korund [?] oder Cordierit?) in hexagonalen Durchschnitten und eine in eckigen Körnern entwickelte Glasbasis führen sollen. Der Granat scheint vorwiegend zum Almandin zu gehören. Die Rhombendodekaeder im Porphyrit von Ilfeld am Harz wurden als Spessartin nachgewiesen.

Oft neben Granat, aber auch ohne diesen Begleiter, erscheint der Cordierit in Andesiten und Daciten. Allbekannt ist dieses Mineral aus dem Glimmerandesit des Hoyazo, wo ihm Osann eine eingehende Studie widmete. Er unterscheidet hier streng idiomorphe und authigene

* In einem von der Firma Voigt & Hochgesang erhaltenen Schliff eines holokristallinen Dacits von Samothrake findet sich ein äußerst zirkonähnlicher Gemengteil in der Nähe der Eisenerze mit folgenden Eigenschaften: quadratisch, spaltbar nach Prisma, n und $\gamma - \alpha$ wie bei Zirkon, aber optisch negativ.

Cordierite, welche bis zu 0,4 mm große Drillinge nach (110) bilden und nach außen von (010) mit kleinem (130) begrenzt werden. Die Längsschnitte sind Rectangeln und zeigen oft einen Zerfall in vier Felder, von denen je zwei diametral gegenüberliegende parallel orientiert sind. Die Felder grenzen sich parallel der Basis und einer Vertikalfläche gegeneinander ab. Daneben kommen große Cordieritkörner von tiefblauer Farbe vor, welche reichlich Sillimanit führen, sowie Quarzbrocken von Faustgröße bis zu mikroskopischen Dimensionen, Knauer, die gleichmäßig aus Quarzkörnern und sillimanitfreiem Cordierit in Körnern und Kristallen gemengt sind, und cordieritreiche Biotitgranatgneiße (Kinzigite), aus denen der Granat (Almandin) des Andesits stammt. Der Almandin hat die Form (211) mit untergeordnetem (110) und gelegentlichem (213). Osann erklärt die idiomorphen Cordierite als Wiederauskristallisationen aus resorbierten Gneißeinschlüssen und glaubt diese Erklärung verallgemeinern zu sollen. — Auch in den vorher angeführten ungarischen Gesteinen wird der Granat von Cordierit begleitet und wird ferner vom Aranyer Berg in Siebenbürgen (Primics), von Nagyag (Szadetsky), von Bagtsché-Déré in Kleinasien (d'Acchiardi), aus einer Lava von Lipari, welche am Monte St. Angelo den Untergrund des Piano Conte und Gänge im Tuff bildet, neben Granat und Fragmenten eines schiefrigen Gemenges von Cordierit, grünem Spinell und einem diallagähnlichen Pyroxen (Bergeat), am Tacoma-Berge in Columbia, U. S. A. (Hatch), in Auswürflingen des Asama-yama in Japan (Hussak), in ebensolchen vom Gunung Seputan in Nord-Celebes (Bücking) beschrieben. Die letztgenannten Vorkommnisse stellen wohl zweifellos Bruchstücke von kontaktmetamorphen Gesteinen der Tiefe dar. — Molengraaff beschreibt Cordierit neben Spinellkristallen, Eisenerzen und Augitwachstumsformen als einzige Ausscheidungen in einem sauren lichtbraunen Hyaloandesit unweit der Harrismühle am Cornelisfluß im Oranje-Freistaat und möchte ähnlich wie Osann den Cordierit der Eruptivgesteine erklären. — A. Harker gibt den Cordierit in Drillingen aus den paläozoischen Porphyritergüssen des Lake Distrikts im nördlichen England am Sty Head Pass an. — Nach A. Lacroix fehlt der Cordierit vollständig den normalen Laven der Montagne Pelée auf Martinique und der Soufrière auf St. Vincent. Dagegen findet er sich in losen Auswürflingen unbekannter Herkunft, die durchaus den Mikrotiniten von Santorin entsprechen, aufgewachsen in miarolitischen Drusen, vereinzelt auch in der Gesteinsmasse selbst und dann allotriomorph, wenn diese körnige Struktur besitzt, idiomorph, wenn sie durch Feldspat porphyrisch und etwas glashaltig ist. Der Cordierit ist stets verzwillingt und hie und da mit Hypersthen in Nesterchen aggregiert. Ebenso beobachtete er den Cordierit in weißlichen, porzellanartigen, dichten, oft brecciösen, blau oder schwarz gefleckten Gesteinen von der Montagne Pelée, deren Beschreibung durchaus an die Auswürflinge des Asama-yama erinnert, und in weißen, schwarzen oder grünen Resinit-ähnlichen Gesteinen, die wesentlich aus sehr kleinen idiomorphen Cordieriten,

Quarzkörnern, Plagioklasbruchstücken und etwas hypersthenhaltigem Glase bestehen.

Orthit ist recht verbreitet in den Daciten, Andesiten und Porphyriten und wurde schon früh von IDDINGS in den Vorkommnissen (Dacit und Andesit) des Great Basin, von CROSS in den Quarzglimmerporphyriten des Leadville Distrikts in den Vereinigten Staaten nachgewiesen.

Interessant ist das Vorkommen des Zunyits von der Zusammensetzung $[Al(Cl, F, OH)_2]_6 Al_2(SiO_4)_3$ vom Red Mountain und von Silverton in Colorado, den PENFIELD und HILLEBRAND als einen durch pneumatolytische Vorgänge gebildeten Gemengteil in zersetztem Porphyrit erkannten.

In einem Augitandesit von der Insel Packsaddle am Kap Horn beobachtete HYADES lange Prismen von Rutil. Dadurch vermehren sich die früher bekannten Fundorte, Pachuca in Mexiko und Assuk in Grönland, um einen und die Tatsache verliert das Ungewohnte.

Titanit scheint auf Biotit- und Amphibolandesite bezw. Porphyrite, sowie auf Trachyandesite beschränkt zu sein. In besonders schöner Ausbildung enthalten ihn die Trachyandesite des Siebengebirges und die Hauyngesteine von Tres Montañas auf Canaria. — Eine Pseudomorphose von Magnetit nach Titanit beschreibt HOCKS aus dem Gestein des Froschberges im Siebengebirge.

Olivin ist in den Augitandesiten sehr verbreitet, spärlicher in den Hypersthenandesiten. Er bildet Einsprenglinge von meist durch Korrosion rundlicher Gestalt und oft von roter Farbe. — Ebenso kommt er nach MÜGGE auch in Biotit- und Amphibol-Trachyandesiten von S. Miguel und Fayal vor; doch erscheint er hier auch in der Grundmasse z. T. in Wachstumsformen und in den Magnetitaugitmänteln der Amphibole und Biotite. Bei roter Farbe ist er oft pleochroitisch zwischen hellgelb und rötlichgelb. — Auch MICHEL-LÉVY gibt den Olivin als Grundmassegemengteil aus Andesiten der Puy-Kette (Nugère, Pariou) an. — BERGEAT erwähnt ihn unter den Einsprenglingen in den Pyroxen-, seltener in Biotit- und Amphibolandesiten der Sierra Madre in Guatemala, mehr auffallend durch Größe, als durch Zahl. — Die Biotit-Augitandesite vom Bärenreuther Plateau bei Gleichenberg in Steiermark enthalten ihn nach AL. SIGMUND als Einsprengling und in der Grundmasse.

Tridymit, der besonders von G. VOM RATH und BUDAI in gewissen Hargitta-Andesiten reichlich aufgefunden wurde, kommt an zahlreichen andern Orten vor. Er ist jedoch wesentlich ein Drusenmineral, kleidet die Wände dieser aus und dringt nur wenig von da in die Gesteinsmasse ein. Sehr reichlich fand ihn HOCKS im Trachyandesit des Froschberges.

Quarz in Kristallen und Körnern erwähnt IDDINGS in einem amphibolführenden Hypersthenandesit von Richmond Mtn., Eureka-Distrikt, Nevada und in Dihexaëdern in einem vitrophyrischen Amphibolandesit vom Hoosac Mtn., die beide in Dacite übergehen. KÜCH gibt ihn

als gelegentlich in großer Menge neben Olivin vorkommend an. Man könnte dabei an die Quarzbasalte Diller's denken. Auch Lacroix beschreibt Quarz neben Olivin aus den Laven der Montagne Pelée auf Martinique und macht interessante Mitteilungen über die Genesis von Tridymit und Quarz in Eruptivgesteinen. Er beobachtete, daß bei der älteren Phase der letzten großen Eruption dieses Vulkans am Anfang des Winters 1902/03 das Glas der Andesite nur sehr spärlich Tridymit enthielt, während die im Januar 1904 gesammelten Gesteinsproben reich an Tridymit waren. Diese Zunahme war besonders auffallend in den halbkristallinen älteren Ausscheidungen (enclaves homoeogènes) der Andesitlaven, wo die bis zu mehreren Millimeter Durchmesser anwachsenden Tridymitaggregate die Feldspate in ähnlicher Weise einhüllten, wie der Quarz es in den Graniten tut. In den Breccien der Eruption vom 30. August, die am Kraterrande Anfang Oktober 1902 gesammelt wurden, und in den im Januar 1904 im oberen Teile des Rivière Blanche-Tales aufgelesenen Lapilli erscheint nach und nach Quarz, teils in der gewöhnlichen Kristallform mit 0,5 mm Durchmesser, teils in scharfkantigen, sehr kleinen Rhomboëdern, bisweilen auch schwammig. Oft wird der Quarz von Tridymit begleitet und scheint aus diesem hervorgegangen zu sein. Solche Gesteine enthalten z. T. noch kleine Mengen einer Glasbasis, sind aber auch z. T. holokristallin. Dieser Quarz ist also die letzte Bildung in der Lava und entstand an der Erdoberfläche, also bei Atmosphärendruck in dem schon mehr oder weniger, z. T. wohl auch ganz verfestigten Gestein unter Einwirkung des Wasserdampfes.

Als Produkte der atmosphärischen Verwitterung sind die Karbonate (Calcit, Sphärosiderit, Aragonit), Chalcedon und Opal, Chlorit und verwandte Substanzen, Kaolin, Kaliglimmer, Epidot uud Limonit zu betrachten. — Solfatarischen Ursprungs sind wohl Pyrit und Alunit.

Die Grundmasse der Andesite besteht z. T. aus gewissen, oben beschriebenen kristallisierten Mineralien, unter denen bei holokristalliner Ausbildung sich gar nicht selten auch Quarz einstellt, z. T. aus amorphen Substanzen, unter denen ein bald farbloses, bald gelbliches bis bräunliches, seltener grünliches Glas eine große Verbreitung hat. Dieses Andesitglas gehört seinem Wassergehalt und seiner Textur nach bald zum Pechsteinglas, bald zum Perlit, bald zum Bimsstein und zum Obsidian. — Seltener findet sich neben den kristallinen Gesteinselementen eine mikrofelsitische Substanz, die hier, wie ziemlich allenthalben, zu sphärolithischer Entwicklung neigt. Der Regel nach schließt die Anwesenheit des Mikrofelsits eine reichliche mikrolithische Differenzierung während der Effusionsperiode aus.

Überblickt man nun die Bildungsgeschichte der andesitischen und porphyritischen Gesteine, so heben sich, wie bei allen porphyrischen Felsarten, ein älterer intratellurischer, und ein jüngerer Abschnitt, derjenige der Effusion, voneinander ab. Dem ersteren gehört die Kristallisation der Einsprenglinge, dem letzteren die kristalline Differenzierung, bezw. amorphe Erstarrung der Grundmasse an. Die vergleichende Be-

rücksichtigung der Formenentwicklung der Einsprenglinge und ihrer gegenseitigen Umwachsung und Einhüllung zeigt, daß auch hier die Bildung des Zirkons, des Apatits und der Eisenerze in die ersten Anfänge der Gesteinsbildung zurückreicht. Hierauf folgt die Ausscheidung des Titanits, Orthits und Olivins in den Gesteinen, die sie enthalten. Darauf beginnt die Periode der Kristallisation des Biotits, Amphibols, Hypersthens und Augits mit sicher nachweisbar jüngster Stellung des Augites. Mit großer Wahrscheinlichkeit kann man den Hypersthen als jünger denn Biotit und Amphibol ansehen. Die Altersunterschiede dieser beiden sind weniger evident; doch sprechen viele Beobachtungen für das Erstlingsrecht des Glimmerminerals. Es geht aus den Verwachsungen dieser Mineralien, wie sie oben geschildert wurden, hervor, daß ihre Bildungsperioden sich zum großen Teile decken, so daß die gegebene Altersfolge wohl nur für den Beginn der Kristallisation dieser Gemengteile mehr oder weniger streng richtig ist. Vor die Bildung der Feldspate schiebt sich in den spärlich bekannten Hauynandesiten diejenige des Hauyns ein. Die Feldspatentwicklungsperiode während der intratellurischen Existenz des Gesteins hebt schon sehr früh an mit der Ausscheidung des Anorthits oder der basischeren Mischungen der Plagioklase und schreitet zu stets saureren Mischungen fort, welche anscheinend nirgends bis zur Albitbildung vordringt, nur selten Sanidin liefert. Bei den Daciten folgt schließlich die Quarzausscheidung. Man wird, wie schon an anderer Stelle mehrfach hervorgehoben wurde, alle diese Entwicklungsstadien als in übergreifender Lagerung zueinander stehend, nicht als absolut zeitlich getrennt ansehen müssen. Diese Succession wird in keiner Weise ihrer Gesetzmäßigkeit nach alteriert durch die spärlichen Angaben (Hatch in Andesit vom Chachani, Bucca in solchen von Lipari u. a. m.) und Beobachtungen über vorkommende Feldspateinschlüsse in Augit, Hornblende oder selbst in Biotit. Dieselben beweisen nur die während der Feldspatausscheidung (es sind allenthalben Anorthit oder ihm nahestehende Mischungen) noch fortdauernde Bildung der eisenhaltigen Silikate.

Die Effusionsperiode beginnt vielfach mit Wiederauflösung gewisser intratellurischer Ausscheidungen, zumal dann, wenn mehr oder weniger holokristalline Entwicklung der Grundmasse, also langsame Abkühlung, nicht amorphe, also rapide Erstarrung eintrat. Die Kristallisation beginnt wieder mit der Ausscheidung von Eisenerzen, wohl z. T. Folge der Resorption von eisenhaltigen Silikaten, liefert nur in seltenen Fällen eine jüngere Biotit-, Amphibol- oder Hypersthengeneration, dagegen reichliche Augitbildung, auf welche alsdann zuletzt die Hauptmasse des noch vorhandenen Magmas als Feldspat kristallisiert. Diese zweite Generation beginnt nirgends mit Anorthit, sondern wenigstens mit Labradorit und schreitet nachgewiesenermaßen in gewissen Fällen bis zur Albitausscheidung vor. In diese letzte Periode fällt bei holokristalliner Entwicklung wohl auch die Bildung von Sanidin und z. T. auch anorthoklastischen Feldspaten und endlich, bei Daciten und sauren An-

desiten, die zweite Quarzgeneration. An die Stelle der sauersten Feldspate und des Quarzes tritt in einigen Gesteinen die Bildung von Mikrofelsit, in vielen die amorphe Erstarrung sehr saurer Glasbasis. Diese Basis ist nicht immer durchaus gleichartig an allen Stellen, sondern es wechseln darin bisweilen schon äußerlich durch eine fleckige Beschaffenheit des Gesteins, wie sie sehr schön der in deutschen Sammlungen verbreitete Weiselbergit von Aulenbach im Saar-Nahe-Gebiet zeigt, mit bald rundlicher, bald ganz unregelmäßiger Abgrenzung verschiedenartig entwickelte Teile. Die Ursache dieser Erscheinung legte Fr. Becke bei dem Studium eines Hypersthenandesits von der Insel Alborán in vorzüglicher Klarheit dar. In den dunklen Stellen ist die Basis braun und mit Globuliten erfüllt, in den farblosen hell und frei von Globuliten und in der globulitenreichen Basis fehlt der Magnetit während er in der globulitenfreien Basis enthalten ist. In den Grenzstreifen zwischen den dunklen und hellen Flecken kann man deutlich die Entstehung des Magnetits aus den Globuliten verfolgen. Meistens kann man dann auch in den hellen Flecken eine weiter vorgeschrittene Kristallisation feststellen. — Damit schließen die Vorgänge der Effusionsperiode ab und nun beginnen die mannigfachen Prozesse der metasomatischen Periode, von denen im obigen einige durch atmosphärische Verwitterung und solfatarische Einwirkungen bedingte Veränderungen angeführt wurden. Die interessantesten und bedeutsamsten Umwandlungen, welche die Entwicklung der propylitischen Facies zur Folge haben, können erst am Schluß der Schilderung der normalen Gesteine Platz finden.

Einen wichtigen Beitrag zur Kenntnis der Bildungsbedingungen für den wechselnden Mineralbestand und die wechselnde Struktur eines einheitlichen Eruptivmagmas lieferte A. Lacroix durch seine Studien an den Produkten des letzten großen Ausbruchs auf Martinique. Die Untersuchung der Absturzmassen jener merkwürdigen, natürlich nicht unmittelbar zugänglichen Quellkuppe, die bei dieser Eruption sich in dem alten Krater der Montagne Pelée bildete und aus der die bekannte Aiguille herauswuchs, ließ ihn vermuten, daß die Quellkuppe aus drei dem chemischen Bestande nach gleichen, dem Mineralbestande und der Struktur nach verschiedenen Gesteinsformen bestehen müsse, 1. aus gänzlich quarzfreiem Hyalo-Hypersthen-Andesit ohne oder mit nur sehr spärlichen Mikrolithen, 2. aus hyalopilitischem Hypersthen-Andesit ohne Quarz und 3. aus Hypersthen-Andesit mit Quarz. Er kombinierte diese drei Gesteinsformen so, daß er sich den Kern der Quellkuppe aus einem Andesit mit quarzführender und mehr oder weniger holokristalliner Grundmasse dachte, umgeben von einer Schale quarzfreien hyalopilitischen Andesits mit viel Tridymit und durchzogen von Trümern und Adern von Hyaloandesit, der von der Erstarrung von Lavanachschüben herrührte. Aus dem Material, welches dann auf Lacroix's Anregung gesammelt wurde, nachdem die neugebildete Quellkuppe zugänglich war, ließ sich feststellen, daß die Proben von der Basis der Quellkuppe

unfern von der Berührungsfläche mit dem alten Kraterwall durchaus quarzfreie, mehr oder weniger glasreiche und tridymitarme Hypersthenandesite waren, während die Proben von dem oberen Teile der Kuppe hyalopilitische Struktur hatten bei hohem Tridymit und wechselndem Quarzgehalt. Dieser Quarzgehalt, wenn vorhanden, ist nicht an eine bestimmte Stelle gebunden, sondern tritt anscheinend regellos auf und quarzfreie und quarzhaltige Typen sind durch alle Zwischenglieder miteinander verbunden zu geologischer Einheit verknüpft. Die quarzfreien Typen sind zu rascher Erstarrung gelangte peripherische Massen der Quellkuppe. Von dem oberen Teil der Kuppe sind diese peripherischen Massen bereits wieder verschwunden, z. T. durch die bei dem Rückgang des Eruptivprozesses sich lokalisierende vulkanische Tätigkeit, z. T. durch die Extrusionsphänome (Aiguille), z. T. durch die Zertrümmerung der sich rasch abkühlenden äußersten Schale, die nur sehr dünn gewesen sein kann, da die Oberfläche bereits nach drei Jahren aus höher kristallinen und quarzführenden Typen besteht. — Interessant ist auch, daß man schon nach drei Jahren von der berühmten Aiguille keine Spur mehr in der Quellkuppe nachweisen kann, so daß sie nicht wohl eine tiefere Wurzel haben konnte.

Klassifikation und Struktur der Andesite und Porphyrite.

In der deutschen Geologie hat man die große Familie der Andesite und Porphyrite zunächst nach den herrschenden farbigen Einsprenglingen eingeteilt und also Biotitandesite und -Porphyrite, Amphibolandesite und -Porphyrite, Hypersthenandesite und -Porphyrite und Augitandesite und -Porphyrite unterschieden. In jeder dieser Gruppen gewann man eine Unterabteilung, je nachdem neben dem herrschenden farbigen Gemengteil noch Augit vorhanden war oder nicht und gelangte so zu den Typen der augitfreien und augithaltigen Biotit-, Amphibol-, usw. Andesite, bezw. Porphyrite. In der französischen Petrographie unterscheidet man nach dem Vorgange von Fouqué und Michel-Lévy die Gesamtheit der Andesite zunächst, je nachdem viel Augit der Effusionsperiode vorhanden ist oder nicht, in Andésites augitiques und Andésites schlechthin. Innerhalb jeder dieser Abteilungen wird dann nach den farbigen Einsprenglingen weiter geschieden in Andésites à biotite, Andésites à amphibole usw. Hier sind also Untergruppen, was in Deutschland Hauptgruppen sind und umgekehrt. Die französischen Labradorites sind einsprenglingsarme oder -freie Augitandesite und Grenzformen dieser gegen die Basalte.

Bei den vielfachen Übergängen der Hauptandesitgruppen ineinander, besonders aber bei dem schwankenden Mengenverhältnis, in welchem die unterscheidenden farbigen Gemengteile auftreten, wird es unvermeidlich sein, daß ein bestimmter Andesit hier gelegentlich anders bezeichnet werde, als er sich in Handstücken in andern Sammlungen darstellt. Sehr schön zeigt Iddings, wie die Ströme am Sepulchre

Mountain, Yellowstone National Park, durch unmerkliche Gradationen von Pyroxen-Andesit durch Amphibol- und Biotitandesit bis zum Dacit variieren.

Eigentliche Andesite und Porphyrite.

Die **Glimmer-Andesite** und **Amphibol-Andesite**, sowie die entsprechenden **Porphyrite** sind durch den Umstand, daß fast allenthalben in den ersten auch Hornblende, in den zweiten auch Biotit vorkommt, in innigster Weise miteinander verbunden. Diese nahe Verwandtschaft wird des weiteren durch die geologische Assoziation und durch die Entwicklung der gleichen Gruppen nach Mineralbestand und Struktur bewiesen. Bei einer allgemeinen zusammenfassenden Darstellung würde eine Trennung dieser beiden Gruppen zu zahlreichen Wiederholungen nötigen. Man kann nach dem Mineralbestande die pyroxenfreien Glimmer- und Hornblende-Andesite von den pyroxenhaltigen trennen und innerhalb der letzteren wieder solche, die nur monoklinen, und solche, die monoklinen und rhombischen Pyroxen führen, unterscheiden.

Die Gruppe der pyroxenfreien Glimmer- und Amphibol-Andesite ist mir aus Ungarn, Siebenbürgen, aus dem griechischen Archipel, vom Cabo de Gata, Almeria, Spanien, aus den südamerikanischen Anden, aus Zentralamerika und aus den Vereinigten Staaten bekannt geworden. Als charakteristisch für diesen Typus kann man den oft trachytischen, seltener rein andesitischen, oft auch felsitischen Habitus der Gesteine, ihre häufigen Übergänge in Dacite und in Kalkalkalitrachyte bezeichnen. Dem entspricht eine große Mannigfaltigkeit in der Struktur der Grundmasse, welche bald in ziemlich reiner Form die bei den verwandten Gesteinsfamilien normalen Strukturtypen wiederholt, bald ein gewisses Schwanken zwischen denselben wahrnehmen läßt. Da es nicht immer möglich ist, aus den in der Literatur aufbewahrten Beschreibungen die feineren Strukturunterschiede sicher zu erkennen, so mögen bei Darstellung derselben nur die eigenen Beobachtungen Verwendung finden. — Durch starke Annäherung oder vollständige Identität mit der Struktur der Kalk-Alkali-Trachyte zeichnen sich besonders gewisse Biotit-Andesite der Gegend von Schemnitz (Repistye, Dilln u. a.), und aus dem Köröstal (Hodosfalva) aus. Die Grundmasse besteht, von kleinen Mengen von Erzen abgesehen, ganz wesentlich aus Feldspatleisten, die bald breiter, bald außerordentlich schmal sind und fast stets eine deutlich fluidale Anordnung gegenüber den Einsprenglingen erkennen lassen. Der meistens panidiomorphe Charakter dieser Grundmasse wird z. T. durch eine äußerst feinporose Textur erklärlich oder wird durch bald mehr zu erschließende, bald sicher erkennbare Mengen einer durchweg farblosen, seltener graulich gekörnelten Glasbasis ermöglicht, welche einen spärlichen Kitt für die Feldspatleisten bildet, und im Durchschnitt demnach in Form schmaler bis hauchdünner Häutchen erscheint. Das Fehlen oder Vorhandensein dieser Basis ändert den Habitus nicht in merklicher Weise.

Hie und da geht diese Struktur durch gegenseitige Behinderung der Feldspatleisten an freier Formengestaltung in das Allotriomorph-körnige über; dann stellt sich gern unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse spärlicher Quarz ein (Hodosfalva). Durch Zunahme der Glasbasis, womit stets eine tiefere, gelbliche bis bräunliche Färbung verbunden zu sein scheint, entwickeln sich vitrophyrische Varietäten (Gegend von Schemnitz, Tepla), ohne oder mit spärlichen kristallinen Ausscheidungen der Effusionsperiode. — Schlierige Verwebung von verschiedenfarbigem Glase ist ziemlich verbreitet; Gaseinschlüsse mehren sich gelegentlich bis zur Annäherung an bimssteinartige Entwicklung der Glasbasis. — Seltener finden sich sphärolithische Ausscheidungen und damit Übergänge in den nächsten Typus. Man könnte diesen Typus als den Typus der trachytoiden Biotit- und Amphibol-Andesite bezeichnen.

Pyroxenfreie Amphibol-Andesite mit einer mikrolithischen Amphibolgeneration beschreibt Stelzner von dem Espinazito- und Cumbre-Paß, sowie von den östlichen Vorbergen des Atajo in der Provinz Catamarca, Argentinien. Neben der holokristallinen Grundmasse von trachytischem Habitus wird auch ein Gestein mit allotriomorph-körniger Grundmasse beschrieben. Die Andesite der Sierra de los Granatillos in derselben Provinz sind Amphibol-Pyroxen-Andesite, ebenso diejenigen vom Infernillo-Paß, Provinz Tucuman und von der Serrazuela, Provinz Cordova.

Der felsodacitische Typus der Biotit- und Amphibol-Andesite ist durch eine an mikrolithischen Ausscheidungen arme oder davon freie mikrofelsitische Grundmasse charakterisiert, welche bald in rein sphärolithische Aggregationen übergeht, wie sie bei den Lipariten geschildert wurden, seltener eine durch alternierenden Wechsel von mikrofelsitischer und glasiger Basis bedingte Lagenstruktur annimmt, recht häufig aus verworren schuppig-fasrigem, auf polarisiertes Licht nicht wirkendem Mikrofelsit mit erzartigen trichitischen und kristallitischen Gebilden besteht. Auch dieser Typus findet sich in der Gegend von Schemnitz und wird von dort auch durch Hussak (Muran unfern Zapolenka, Kojatinberg) neben vitrophyrischen Typen unverkennbar beschrieben. Auch aus der Vlegyasza (Piatra Bonynorului) lernte ich ihn in typischer Ausbildung kennen. Bezeichnend für denselben ist gelegentlicher spärlicher Quarzgehalt unter den Einsprenglingen und ein, wie ich annehmen möchte, meistens sekundärer Zerfall der mikrofelsitischen Grundmasse in kryptokristallin-allotriomorphkörnige Aggregate von Quarz und Feldspat.

Zum felsodacitischen Typus des Amphibol-Andesits gehört auch nach Becke's Schilderung ein Vorkommen von der linken Seite des Araxes-Tales westlich von Khorassan in Armenien.

Die Glimmer- und Amphibol-Andesite des trachytischen und felsodacitischen Typus charakterisieren sich äußerlich durch lockeres, poroses trachytisches Gefüge und hellere, rötliche, weißlichgraue, gelbliche bis bräunliche Farben.

Auch ein als holokristallin zu bezeichnender Typus mit dioritporphyritischem Charakter fehlt den pyroxenfreien Biotit- und Amphibol-Andesiten nicht ganz, wie er denn auch bei Daciten gelegentlich vorkommt. Die Grundmasse besteht aus kurzrektangulären und quadratischen, nur spärlicher aus breitleistenförmigen und dann stets zwillingsgestreiften Feldspaten, denen sich gern etwas allotriomorpher Quarz beimischt, während auch unter den Einsprenglingen spärlich Quarz auftritt. Von Glimmer-Andesiten gehört hierher ein Gestein vom Kieshübel bei Schemnitz.

Der Struktur nach führt zu der nächsten Gruppe hinüber der zwischen dem hyalopilitischen und pilotaxitischen Gewebe der Grundmasse schwankende, rein andesitische Typus der Biotit-Andesite und der Amphibol-Andesite, wie er in den südamerikanischen (Pululagua) und zentralamerikanischen Anden (Chiriqui, Rincon de la Vega) entwickelt ist. Hier besteht die Grundmasse ganz wesentlich aus schmalen Feldspatleistchen, die bald Zwillingsstreifung zeigen, bald nicht, und zwischen denen bald eine geringe Menge einer Glasbasis vorhanden ist, bald ganz fehlt. Mit dieser Ausbildung sind sehr oft fluidale Phänomene und das Auftreten von Mandelräumen verbunden. Ich nenne diese Struktur pilotaxitisch (von πῖλος = Filz und τάσσειν = ordnen), wenn glasfrei, hyalopilitisch, wenn glashaltig. Nirgends findet sich, soweit meine Erfahrung reicht, diese Struktur in typischer Ausbildung bei den Alkalifeldspatgesteinen, obschon man Anklänge an dieselbe bei den Pantelleriten und den basischen Keratophyren trifft. Sie ist die charakteristische Struktur der andesitischen Dacite, und der meisten Andesite und Porphyrite und reicht bis in die Basalte und ihre paläovulkanischen Äquivalente hinab. Wo sie auftritt, verleiht sie den Gesteinen eben den Typus, den ich als andesitisch bezeichne. Er sondert sich recht scharf von den vorher besprochenen Entwicklungsformen ab, seine Übergänge liegen nicht nach den Trachyten, sondern nach den Pyroxenandesiten und den andesitischen Daciten hin. Charakteristisch ist die makroskopisch dunkle Farbe der Gesteine, ihr dichtes, kompaktes Gefüge verbunden mit etwas fettigem Glanze, und mikroskopisch die immer merklich dunklere (bräunlich bis gelbliche, seltener grauliche) Färbung der Glasbasis.

Die Gruppe der pyroxenführenden Biotit- und Amphibol-Andesite hat eine anscheinend viel weitere Verbreitung als die vorhergehende. Sie würde nach dem Mineralbestande, da nur selten ein rhombischer Pyroxen ohne die Begleitung des monoklinen Augits vorkommen dürfte, während das Umgekehrte häufig ist, sich gliedern in Biotit-Hypersthen-Andesite, Biotit-Augit-Andesite, Amphibol-Hypersthen-Andesite und Amphibol-Augit-Andesite und Porphyrite. Alle diese Unterabteilungen vermitteln zwischen den pyroxenfreien Biotit- und Amphibol-Andesiten und den Hypersthen- und Augit-Andesiten und Porphyriten. Es ist unverkennbar, daß ihre Übergänge vor-

wiegend nach der letzteren Richtung hin liegen, wie denn auch viele Pyroxen-Andesite in früheren Entwicklungsstadien Glimmer- und Amphibol-Andesite waren. Es ist mir kein Andesit-Gebiet der Erde bekannt geworden, in welchem sich nicht diese Gruppe vertreten gezeigt hätte. Ungarn-Siebenbürgen, Serbien, Balkan, Anatolien, die Troas, der griechische Archipel, die Gegend von Banow in Mähren, das Smrkouz-Gebirge in Steiermark, Cabo de Gata, die ganze Andenkette in Süd-, Mittel- und Nordamerika, das Great-Basin, der Sunda-Archipel, die Philippinen, Japan, die Aleuten liefern Vertreter dieser Gruppe in mannigfaltiger Ausbildung und doch mit überraschend gleichen Charakteren. Wenngleich auch hier gewisse Strukturformen der pyroxenfreien Andesite wiederkehren, so sind das doch im ganzen seltene Fälle. So kommt der felsodacitische Typus der vorhergehenden Gruppe in der Gegend von Schemnitz und Kremnitz, mit vorzüglicher Sphärolithbildung bei Ljubnica in Serbien und auf Akrotiri, Santorin (hier mit positivem Charakter der Sphärolithe), der holokristalline Typus mit quadratischen und kurzrektangulären Feldspatdurchschnitten in den granat- und cordieritführenden Biotit-Augit-Andesiten des Csodiberges bei Bogdan u. a. O. vor. Eine weitere Verbreitung haben nur drei Typen, die wir als den trachytoiden, den rein-andesitischen und den vitrophyrischen Typus unterscheiden wollen.

Dem trachytoiden Typus dürften die von Neminar beschriebenen Andesite aus dem Gebiete von Banow in Mähren zum großen Teil (Swietlau, Neudorf, Nesdenitz, Berg Hrad u. a.) angehören; ebenso die Vorkommnisse von Nagyag und Verespatak in Siebenbürgen, die oft Übergänge in Dacit zeigen, sowie im Tokaj-Eperieser Gebirge in Ungarn, anscheinend bald mit Hypersthen, bald ohne diesen. — Nach Hague und Iddings gehören hierher manche Gesteine der vier großen Vulkane Lassen's Peak und Mount Shasta im nördlichen Kalifornien, Mount Rainier in Washington und Mount Hood in Oregon. Sie führen neben Hornblende nur Hypersthen, keinen Augit.

Der rein andesitische Typus der pyroxenführenden Biotit- und Amphibol-Andesite ist selten hypersthenfrei. Das Charakteristische desselben liegt in dem meistens sehr dichten Gefüge (von schlackiger Struktur natürlich abgesehen), den dunklen schwärzlichgrauen, grünlichschwarzen bis schwarzen, oder tiefrotbraunen, selten helleren Farben und der meistens geringen Größe der Einsprenglinge. Die Grundmasse dieser Gesteine in ihrer mikroskopischen Erscheinung wurde in hohem Grade bezeichnend von Zirkel ein »glasgetränkter Mikrolithenfilz« genannt. Feldspatleistchen von gewöhnlich sehr geringer Breite, gelegentlich unterwoben mit kurzrektangulären und quadratischen Durchschnitten desselben Minerals, sehr hellgrüne Augitmikrolithe mit meistens vollkommen idiomorpher Begrenzung und hie und da nicht unbeträchtliche Mengen von Magnetit von deutlich erkennbarem, oft globulitisch gekörneltem Glaskitt zusammengehalten, zeigen zierlich fluidale Anordnung. Im allgemeinen erweisen sich die Einsprenglinge,

zumal des Feldspats, einschlußreich an Glaspartikeln, die sich oft zu einem zusammenhängenden netzförmigen Geäder aneinanderschließen. Die Dimensionen der mikrolithischen Ausscheidungen der Effusionsperiode sinken bis zum kaum wahrnehmbaren herab, so daß die Einwirkung auf polarisiertes Licht fast aufhört. Dann treten gegabelte und trichitische Wachstumsformen an die Stelle der kompakten Kristalle, sphärolithische Gruppierung der Feldspatleistchen greift Platz, zwischen welche sich Augitkörnchen und erzartige opake Trichite legen. Die Glasbasis hellt sich in demselben Maße auf und geht aus gelb oder bräunlichgelb in grau über. Aus der geraden Auslöschung und geringen Doppelbrechung der Pyroxenmikrolithe möchte man hie und da auf die Anwesenheit von Hypersthen schließen; sicher nachgewiesen werden konnte dieses Mineral indessen nur in vereinzelten Fällen. Durch Zunahme der Glasbasis, die dann gern dunklere Farben annimmt, bilden sich die Übergänge in den vitrophyrischen Typus (Gegend von Schemnitz und Kremnitz, Altsohl, Troas, Anden), durch mikrofelsitische Entglasung vollzieht sich die Annäherung an felsodacitische Formen (Akrotiri, Gegend von Kremnitz). — Das Verschwinden der Glasbasis und mehr und mehr holokristalline Entwicklung der Grundmasse führt zum trachytoiden Typus hinüber (Docenova in Ungarn).

Repräsentanten dieses Typus aus der Reihe der Biotit-Hypersthen-Andesite sind häufig in der Umgebung von Kremnitz und Schemnitz, am Szagh-Berge bei Szobb (Donautrachytgruppe), bei Assos in der Troas, in der Umgebung von Smyrna; — solche aus der Reihe der Biotit-Augit-Andesite lernte ich vom Yous Tepé bei Smyrna kennen. Aus der Reihe der Amphibol-Hypersthen-Andesite gehören hierher viele serbische Gesteine von Dubnik, Ljubnica, Ledincze, manche aus den Euganäen (Battaglia), gewisse alte Laven von Akrotiri (Santorin), und zahlreiche Vorkommnisse der Anden in Südamerika. Auch der Washoe-Distrikt in Nevada liefert zum großen Teil in wenig frischer Form Beispiele für den rein andesitischen Typus der Biotit-Hypersthen- und Amphibol-Hypersthen-Andesite mit schönen Übergängen in holokristallin-trachytische, in dioritporphyritische und in hypidiomorphkörnige Formen der Grundmasse, bei denen der Unterschied von Einsprenglingen und Grundmasse oft fast unkenntlich wird. — Rein andesitische Typen von Amphibol-Augit-Andesiten fanden sich in der Gegend von Nagyag, Tusnád im Budösstock (Ungarn), Teolo (Euganäen) und unter den Gesteinen des Coseguina, des Orosi und Miravalle in Costarica, am letztgenannten Vulkan mit reichlichem Pseudobrookit.

Zum rein andesitischen Typus der Amphibol-Pyroxen-Andesite (der Beschreibung nach dürfte Hypersthen und Augit vorhanden sein) mit starker Hinneigung und zahlreichen Übergängen in die Pyroxenandesite gehören nach Herbich's Darstellung die im Hargitta-Gebirge meist verbreiteten Gesteinsmodifikationen, nach Koch die granatführenden und granatfreien Andesite des St. Andrä-Visegrader Gebirgsstocks bei Budapest, welche er nach den Einsprenglingen als Labrador-Biotit-

Granat-Trachyt, Labrador-Biotit-Granat-Trachyt mit etwas Andesit, Labrador-Amphibol-Trachyt (St. Andrä, Steingraben bei Dömös), Labrador-Amphibol-Augit-Trachyt und Labrador-Amphibol-Biotit-Trachyt (Steinbrüche von Apatkut) unterscheidet. Übergänge führen zum trachytoiden Typus hinüber. — V. Hansel beschreibt hierhergehörige, eisenglanzreiche Amphibol-Augit-Andesite aus der südlichen Bukowina, Hague und Iddings geben ihr Vorkommen am Lassen's Peak, Mount Shasta, Mount Rainier und Mount Hood an.

Der vitrophyrische Typus* führt aus allen den bisher besprochenen Formen hinüber zu den Andesitgläsern oder Hyalo-Andesiten und entsteht durch mehr oder weniger vollständigen Ausfall der Kristallisationen der Effusionsperiode. Die Grundmasse ist wesentlich glasig bei bräunlichen bis gelblichen, selten grauen oder noch helleren Farben, die oft schlierig wechseln, und gern mit globulitischen Körperchen oder mit kristallitischen Gebilden in fluidaler Anordnung und hie und da in lagenförmigem Wechsel erfüllt sind. Sphärolithe verschiedener Art, wie sie bei den Lipariten besprochen wurden, kommen auch hier, doch anscheinend seltener und spärlicher vor. Repräsentanten dieses Typus fanden sich unter den Biotit-Hypersthen-Andesiten (Fossa Luparo im Gebiet des Sees von Bracciano, am Karatash an der Küste von Kleinasien, 2 km westlich von Smyrna), unter den Biotit-Augit-Andesiten (Colorado, U. S.), und unter den Amphibol-Augit-Andesiten (Altsohl in Ungarn, Docenova bei Schemnitz). Bereits an anderer Stelle wurde auf die Häufigkeit fragmentärer Formen der Einsprenglinge gerade in den vitrophyrischen Gesteinstypen und an die verhältnismäßige Seltenheit von Resorptionsphänomenen in denselben hingewiesen.

Zu den vitrophyrischen Glimmer-Pyroxen-Andesiten gehört das cordieritreiche Gestein vom Hoyazo am Cabo de Gata nach Osann. — Dagegen hat der Glimmer-Pyroxen-Andesit von der Rambla del Esparto im westlichsten Eruptivzuge des Cabo de Gata, dessen Biotit deutliche Titanreaktion gibt, und merklich schief auslöscht und dessen Pyroxen in Karbonate umgewandelt ist, eine fast holokristalline Struktur mit sehr spärlicher farbloser Glasbasis und nur unregelmäßig begrenztem Feldspat, dagegen oft idiomorphem Quarz mit Anwachshüllen. Apatit ist reichlich vorhanden; der Zirkon zeigt terminal eine biquadratische Pyramide. — Das Gestein enthält zahlreiche dunkle, glimmerreiche Einschlüsse mit Biotit, Spinell, Sillimanit, Korund, Andalusit, Plagioklas, Rutil, Zirkon, Granat, Quarz und Apatit. Der Korund bildet Tafeln nach der Basis mit Zwillingsstreifung nach den drei Flächen des Rhomboëders, der Spinell ist grün, selten rötlichgrau, perowskitähnlich. Spinell und Sillimanit begleiten sich gern und sind fleckenweise angereichert; dann ist um jeden Spinell ein sillimanitfreier Hof. Der Feldspat bildet den Untergrund, in dem alle andern Gemengteile eingebettet sind. Alle Gemengteile enthalten Glaseinschlüsse. Osann hält

* Einen eutaxitischen Wechsel von vitrophyrischer und hyalopilitischer Grundmasse gibt Küch in Andesiten des Pululagua und Guaguapichincha an.

diese Fremdlinge für kontaktmetamorphe Schiefereinschlüsse, die auch im unveränderten Zustande vereinzelt angetroffen wurden. — Hier liegt ein vollkommenes Analogon zu Klausen (S. 307) und Michaelstein (S. 663) vor. — Verwandt sind auch die bekannten Einschlüsse vom Mont Capucin in der Auvergne, von Bou Serdoun bei Constantine (Curie und Flamand stellten das Gestein zum Dacit), welche Gentil, und aus der Troas, welche Diller beschreibt.

Zum vitrophyrischen Typus gehört nach Herbich's Darstellung ein titanithaltiger »Oligoklas-Amphibol-Biotit-Andesit« von Tusnád im Budös. — Eine sehr merkwürdige Ausbildung dieses Typus erwähnen Hague und Iddings von Lassen's Peak. Das Gestein bildet ein gleichmäßig körniges Gemenge von tafelförmigem Plagioklas (z. T. Anorthit), Hornblende und farblosem Glas. Die Hornblende umschließt den Plagioklas ähnlich, wie der Augit dieses im Diabas tut. Augit ist nur untergeordnet vorhanden. Tridymit hat sich reichlich im Gestein entwickelt.

Die große Verbreitung der verschiedenen Typen der Biotit- und Amphibol-Andesite mit und ohne Pyroxen geht aus den Darstellungen von Primics über solche der nördlichen Hargitta (am Henyul und Sztrimba kommen neben den normalen Typen auch Amphibolandesite von »dioritischem Habitus« vor), von v. John über solche aus Bosnien-Herzegowina und aus Persien (mit normalen Biotit-Augit-Andesiten aus dem Karaghan-Gebirge werden solche zwischen Teheran und Hamadan vereinigt, denen die farbigen Einsprenglinge fehlen) hervor. Fouqué beschrieb diese Gesteine von Milo, Washington vom Vorgebirge Poros auf Ägina (mit grünem und braunem Biotit), de Launay von Lesbos, Doelter vom Monte Ferru in Sardinien, Osann vom Cabo de Gata, A. Lacroix vom Kaukasus, Dannenberg von Armenien* (mit Tridymitkügelchen in einem Amphibolandesit von Djadjur im Pambakgebirge). Sehr mannigfach sind die von Behrens, Verbeek u. a. untersuchten Vorkommnisse von Sumatra und Java; einen nicht unbeträchtlichen Teil von Verbeek's Amboniten bilden die Andesite von Ambon (Leitimor und Hitu), deren viele sich durch Einschlüsse von Cordieritmassen auszeichnen, wie sie oben S. 1053 vom Cabo de Gata u. a. O. angeführt wurden. Bücking beschreibt sie von der Bataker Hochfläche in Sumatra, sowie von den kleinen Inseln Batjan und Mandioli im nordöstlichen indischen Archipel. F. Rinne untersuchte z. T. solfatarisch veränderte, alunitführende, pyroxenfreie und pyroxenführende Biotit- und Amphibolandesite, Hypersthen-Andesite, Augitandesite in normaler Struktur, z. T.

* Aus den Poren eines Amphibol-Pyroxen-Andesits aus dem unteren Tschitschan-Tale, dem die Feldspateinsprenglinge fehlen, beschrieben Dannenberg und Riva stecknadelkopfgroße, radialfasrige Kieselkonkretionen, die nach Riva mit keiner der bekannten Chalcedonmodifikationen stimmen, während Dannenberg jedenfalls die äußeren Teile mit Lutecit identifizieren möchte. Riva bestimmte das spezifische Gewicht dieser Gebilde zu 2,315—2,36, fügt aber hinzu, daß es durch beigemengte amorphe Substanz etwas herabgedrückt sein könnte.

auch als Sphärolithfels und in hyaliner Form entwickelte von der Minnehassa in Nord-Celebes. Koto und Pabst lieferten Beschreibungen von japanischen Vorkommnissen, v. Drasche von solchen von Luzon und La Réunion, Wichmann und Renard von denen der Fidji-Inseln und von Tristan da Cunha. — In der neuen Welt kennen wir diese Andesite die ganze Westküste des amerikanischen Kontinentes entlang, von Alaska an bis zum Südende der Anden. Geo. F. Becker nannte trachytoide pyroxenführende Amphibolandesite von den Inseln Bogoslof und Kiska in Süd-Alaska Asperite; die Laven von 1883 der Insel Bogoslof beschrieben J. G. Diller und G. P. Merrill ausführlich; Mendenhall studierte sehr einsprenglingsreiche Formen vom Mount Wrangel. — Hague und Iddings besprachen diese Gesteine aus der kalifornischen Sierra und aus Mittelamerika, aus dem Eureka-Distrikt und aus den Tewan Mountains in Neu-Mexiko. Mir liegt er vor vom Zitlaltepetl in Mexiko. — Nach Bergeat und nach Brauns gehören die Bimssteinsande des Vulkans S. Maria in Guatemala von der Eruption im Oktober 1902 zu den biotitführenden Hypersthen-Amphibolandesiten. Sie enthalten auch etwas Olivin und ihr Feldspat wurde als Andesin-Oligoklas bestimmt. Die älteren Laven dieses Vulkans sind nach Bergeat olivinführende Augitandesite. — Bonney, Gümbel, Hatch, vom Rath, Belowsky, Herz, Küch, Klautzsch, Elich, Rudolph, Esch und Young zeigten das ausgedehnte Vorkommen dieser Gesteine am Rucu-Pichincha, Guagua-Pichincha, Cayambe, Illiniza, Tunguragua, Misti, Pichu-Pichu, Llangagua, Atacatzo, Pululagua, Piñon, Cotopaxi, Chiles, Cerro negro de Malasquer, Imbabura, Quilindana und anderen südamerikanischen Andenvulkanen.

Alle die beschriebenen Typen der Glimmer- und Amphibolandesite kommen in getreuer Wiederholung bei den Porphyriten vor, nur ist hier infolge ihres mehr oder weniger unfrischen Zustandes manche Bestimmung erschwert. Die Pyroxene erliegen, ebenso wie die Feldspate, sehr leicht der atmosphärischen Verwitterung, derzufolge die Gesteine stark mit Karbonaten, Chlorit und Limonit durchtränkt werden. Dann sind Augit und Hypersthen oft nicht mehr zu unterscheiden, die genauere Bestimmung der Feldspate unmöglich. Ebenso verfällt eine eventuell vorhandene Basis leicht der Verwitterung und macht das Auseinanderhalten hyalopilitischer und pilotaxitischer Strukturformen unmöglich. Im folgenden soll die Beschreibung der wichtigsten Vorkommnisse nach dem wirklichen heutigen Bestande gegeben werden. Die Wiedererkennung der bei den Andesiten beschriebenen Gesteinsformen wird kaum Schwierigkeiten bieten.

Unter den dem Karbon und Perm eingeschalteten Porphyritdecken Deutschlands sind **Glimmerporphyrite** sehr verbreitet. Dieselben enthalten fast nie Quarz als Einsprengling, aber oft in der Grundmasse. Die Grundmassen sind wesentlich kristallin ausgebildet und obgleich eine glasige Basis nicht gerade selten ist, so bleibt doch ihre Menge gewöhnlich klein und sie hat wenig Einfluß auf den Habitus der Ge-

steine. Dieselben mögen hier in geographischer Anordnung eine kurze Erwähnung finden.

Unter den zuerst von G. Rose, zuletzt von A. Streng mikroskopisch untersuchten Porphyriten des Rotliegenden am Südrande des Harzes bei Ilfeld sind wahrscheinlich verschiedene Abarten dieser Gesteinsfamilie vertreten. Die wesentlich dem Oligoklas und Andesin zuzuzählenden Feldspateinsprenglinge aggregieren sich gern haufenweise und zeigen bisweilen ziemlich bedeutende magmatische Resorptionsphänomene. Wo Granat akzessorisch vorhanden ist, trifft man ihn mit Vorliebe in solchen Feldspatnestern. Neben der normalen Verwitterung der Feldspate zu Kaolin und Calcit kommt auch eine Verdrängung derselben durch Quarz vor, dem dann ein nicht bestimmbares reguläres Mineral in hellgrünlichweißen Körnern und Oktaëdern beigemengt ist (Thieratal). — Die farbigen Gemengteile sind nur recht selten frisch genug, um eine sichere Bestimmung zu gestatten. Braune Hornblende und brauner Biotit kommen beide vor. Dieselben sind jedoch zumeist zu Gemengen von Limonit mit Karbonaten und Quarz, oder zu Chlorit und Quarz, welch letzterer dann bisweilen fasrig im Sinne der Längsachse der Durchschnitte ist, verändert. Das ursprüngliche Mineral ist dann nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Jedenfalls aber sind in fast allen mir bekannt gewordenen Varietäten dieser Gesteine Pyroxene reichlich vorhanden, unter denen ein frischer diopsidischer Augit (Bähretal) von hellgrüner Farbe sicher bestimmt wurde. Meistens ist dieser in ähnlicher Weise zu Chlorit geworden, wie die Amphibole oder Biotite. Das häufige Auftreten von Bastit in der Pyroxenform läßt jedoch schließen, daß auch rhombische Pyroxene im frischen Gestein vorhanden waren. Apatit, Magnetit (?), Ilmenit mit auffallend rötlichgelben Leukoxenrändern, hie und da Pyrit und Zirkon und ein in fast farblosen Körnern und Kristallen auftretendes, gern mit Feldspat assoziiertes Mineral, welches dem Titanit ähnelt, ihm auch vielleicht angehört, bilden die übrigen älteren Ausscheidungen. Quarzeinsprenglinge kommen nur spärlich vor. — Die Grundmasse ist sehr nahezu oder vollständig holokristallin in den braunen Gesteinen und besteht aus einem Gewirr von Feldspatleistchen, denen vielleicht Augitmikrolithe zweiter Generation beigemengt waren, wie man nach der Verteilung von Calcit und Haematit in der Grundmasse schließen möchte. Enthalten solche Gesteine eine Basis, so scheint sie glasig zu sein; jedenfalls aber ist ihre Menge gering und ihr Nachweis meistens recht unsicher. Bei den grünlichen Gesteinen (Thieratal) kommt eine mikrofelsitische Ausbildung vor und mit dieser geht eine allotriomorphkörnige, wohl sekundäre Entwicklung der Grundmasse Hand in Hand. Doch sind Übergänge zwischen diesen beiden Strukturformen vorhanden. Auch kurzrektangulärer Feldspat ist in mancher Grundmasse reichlich vertreten. Ein Quarzgehalt scheint fast nur bei den grünen Gesteinen aufzutreten. Es herrschen also pilotaxitische und hyalopilitische Ausbildungsformen.

Unter den Porphyriten Thüringens sind die Gesteine von Allzunah bei Schleusingen, Liebchen und aus der Gegend von Schmalkalden* Glimmerporphyrite, z. T. mit einem Augitgehalt neben Biotit. Die Grundmasse besteht aus Feldspatleisten und aus der gelegentlich vorkommenden Mandelstruktur darf man wohl auf eine geringe Menge einer Glasbasis schließen. Die Anordnung der Leistchen ist oft eine evident fluidale. — Beyschlag beschreibt Glimmerporphyrite, unter deren Einsprenglingen auch Orthoklas spärlich vorkommen würde und die bisweilen serpentinisierten Olivin enthalten sollen, als Decke über karbonischem Schiefer bei Oberwind; ebenso vom Salzberg, Ringberg und Eisenberg bei Suhl. Aus seiner Besprechung des Biotits geht hervor, daß der Biotit in diesen Gesteinen, ebenso wie bei Allzunah, deutliche Druckfiguren zeigt. Die auch hier vorwiegend aus Feldspatleistchen bestehende Grundmasse ist, wie allgemein, von Limonit und Haematit durchsprenkelt. — Nach den Darstellungen von E. E. Schmid wird man auch die von ihm Glimmerporphyr und Paramelaphyr genannten Gesteine aus dem zentralen Thüringer Wald hierher stellen dürfen. Die ersteren (Oehrenstock, zwischen Amt-Gehren und Breitenbach, Hölleteich, Quärigberg, Edelmannskopf, Kamm der Wilhelmsleite u. a. O.) würden als Augitglimmerporphyrite, die letzteren als Glimmerporphyrite (Ilmental zwischen Ilmenau und Kammerberg, zwischen den Tragbergen bei Oehrenstock und Langewiesen, Fuß des Schneidemüllerskopf u. a. O.) zu bezeichnen sein. Die Grundmasse ist allenthalben ein wesentlich holokristalliner Filz von schmalen Feldspatleistchen, der mit Haematit, Limonit und Karbonaten durchwoben ist.

Auch unter den Porphyriten des sächsischen Karbon und Perm sind Glimmerporphyrite von mannigfachem Habitus sehr verbreitet, so z. B. auf den Sektionen Lausigk, Leisnig, Frohberg, Döbeln u. a. Sie gehören bald zu den Quarzglimmerporphyriten und ihr Quarz enthält dann Fluida und Glaseinschlüsse (Triebischtal, Flöha); neben dem Oligoklas kommt oft in wohl geringer Menge auch Orthoklas vor, so besonders in den quarzhaltigen Abarten. Der Biotit wird oft von brauner Hornblende, wohl auch von Pyroxenen und von Olivin in Pseudomorphosen (Wilsdruf) begleitet. Die Ausbildungsformen der Grundmasse sind die gleichen, wie bei den Ilfelder Gesteinen. Die Grundmassen sind oft recht quarzreich. Die Zersetzungsvorgänge sind analog den oben beschriebenen. Bei manchen dieser Vorkommnisse läßt sich sehr deutlich erkennen, daß der Limonitgehalt der Grundmassen ursprünglichen kristallitischen Gebilden seine Entstehung verdankt. — Daß in der Gegend von Meißen Glimmer- und Hornblendeporphyrit ineinander und in quarzführende Abarten übergehen, bestätigt Sauer. — Fast

* Nach Bücking würde die „Glimmermelaphyr-Decke" des Rotliegenden der Gegend von Schmalkalden an der Grenze zwischen hyalopilitischem Glimmerporphyrit und Glimmermelaphyr stehen, was sich auch in ihrem Olivingehalt und der gelegentlich vorkommenden Intersertalstruktur (Floher Gemeinde, NO. von Seligental) ausspräche.

frei von eisenhaltigen Einsprenglingen ist der sog. Amygdalophyr von Weissig, dessen reichlich von Glas durchtränkte Feldspatleistengrundmasse ziemlich viel aus Ilmenit entstandenen Titanit führt. Die Mandeln des Gesteins sind mit Chlorit und Chalcedon erfüllt.

C. Riva beschreibt effusive Glimmerporphyrite und Quarzglimmerporphyrite (Val Gorgone), Glimmer-Augit-Porphyrite und Amphibolporphyrite (Prevaglio di Sotto) aus dem Val Sabbia.

Eine mit den augithaltigen Glimmerporphyriten Thüringens nahe verwandte Gruppe porphyritischer Gesteine beschreibt A. Michel-Lévy aus dem Karbon des Morvan; die Struktur derselben soll oft derjenigen der Lamprophyre sich nähern. — Quarzhaltige Augitglimmerporphyrite treten im Ober-Elsaß (Bärenkopf) auf.

Zwischenglieder von Glimmer- und Hornblendeporphyriten sind sehr häufig und wurden bereits z. T. im Vorhergehenden erwähnt. Solche kommen z. T. augithaltig in dem Oberkarbon des Saar-Nahe-Gebiets (am Benschert südöstlich von Reimsbach, in Sachsen (Potschappel-Wilsdrufer Porphyritzug), bei Oban in Schottland vor und werden u. a. von v. John von dem westlichen Alburs in Persien beschrieben, wo auffallenderweise nicht nur Biotit und Amphibol, sondern auch Augit opacitisch umrandet wäre. Dahin gehört anscheinend auch der porfido rosso antico, welcher einen 20—25 m breiten Gang im Granit des Djebel Dokhan in Ägypten (zwischen Nil und Rotem Meere) bildet. Die schön rote Farbe der Feldspate und des Gesteins ist durch die massenhafte Bildung von rotem Epidot (Withamit) und wohl auch Thulit in dem viele Spuren mechanischer Einwirkungen tragenden Gestein bedingt. Derselbe rote Epidot charakterisiert nach Liebisch einen Porphyrit von Glencoe in Argyleshire. Mit der Zertrümmerung des ägyptischen Porphyrits beschäftigt sich eine oben zitierte Arbeit Rutley's.

Vermittelnd zwischen den gangförmigen Dioritporphyriten der Alpen und den normalen postculmischen Porphyritdecken Deutschlands steht eine Gruppe selten quarzhaltiger, meistens quarzfreier Hornblende-Porphyrite, welche im Unter-Elsaß, gut aufgeschlossen besonders in der Gegend von St. Nabor unter dem Ottilienberge in den devonischen Grauwacken und Schiefern beiderseits des Pfriemtälchens auftreten. Tafelförmige Einsprenglinge von Plagioklas von vorzüglicher Frische und fast vom Habitus des Mikrotins, mit herrlicher Zonarstruktur, und solche von brauner basaltischer Hornblende, sowie von blaßgrünem Augit, der meistens in Uralit umgewandelt ist, nebst Apatit, Magnetit und etwas Zirkon liegen in einer meistens allotriomorphkryptokristallinen, oft mit Mikrofelsit durchwobenen Grundmasse. Die bisweilen deutlich fluidale Anordnung winziger erzartiger Ausscheidungen in der Grundmasse läßt auf ursprünglich glasigen Charakter derselben schließen. Wo der Quarz Einsprenglinge bildet, enthält er nur Flüssigkeits-, keine Glaseinschlüsse. Chemische Resorptionsphänomene und mechanische Deformationen sind an allen Einsprenglingen vielfach zu

beobachten. Durch Verwitterung werden die Pyroxene und Amphibole zu Chlorit und endlich zu Limonit, Karbonaten und Quarz umgewandelt. Ob ein in der Grundmasse verbreiteter Gehalt an Chlorit etwa von ursprünglichem Gehalt an Bisilikaten oder von den Einsprenglingen herrührt, ist nicht zu entscheiden.

Normale Hornblendeporphyrite kommen, wohl stets pyroxenhaltig, in dem Ilfelder Lager und im sächsischen Karbon und Perm vor, ohne daß, abgesehen von den Einsprenglingen gegenüber den Glimmerporphyriten, Unterschiede in der Zusammensetzung und Struktur der Grundmasse bemerkbar wären. — Als Typus eines Hornblendeporphyrits pflegt man das neuerdings von W. Bruhns wieder bearbeitete Vorkommen von Potschappel zu betrachten. Neben Einsprenglingen von Plagioklas kommen solche von Orthoklas (auch in vereinzelten Bavenoer Zwillingen) und von Hornblende vor; Augit fehlt; das Eisenerz scheint Ilmenit zu sein, Apatit und Zirkon sind nur recht spärlich vorhanden. Die meistens vorwiegend kristalline Grundmasse aus Feldspatleistchen und reichlichem kurzrektangulärem Feldspat enthält etwas Quarz, ist von Limonit und Calcit durchstäubt, und besitzt vorzüglich fluidale Struktur. Bruhns gibt auch Hornblende in der Grundmasse an, also wohl zweiter Generation. Eine mikrofelsitische Substanz ist oft und in wechselnder Menge vorhanden. Das Gestein ist eng verknüpft und durch Übergänge verbunden mit dem bastithaltigen Porphyrit (die Hornblende tritt stark zurück) von Kesselsdorf und geht durch augitführende Abarten (Unkersdorf) in den sehr amphibolarmen, aber augitreichen Enstatitporphyrit (der Enstatit ist in Bastit umgewandelt) von Kaufbach über.

Wichtig sind die Angaben Sauer's über die Beziehungen des schon von Naumann beschriebenen Porphyritpechsteins nördlich von Leutewitz zum quarzführenden Hornblendeporphyrit. Dieser Pechstein ist ein Amphibol-Enstatitvitrophyrit und sowohl sein Mineralbestand bezüglich der Einsprenglinge, wie seine gestauchte Fluidalstruktur läßt sich in dem Porphyrit wieder erkennen, besonders deutlich, wenn man den Limonit wegätzt. Das ist derselbe Übergang durch sekundär kristalline Entwicklung, wie vom Felsitpechstein der Meißener Gegend zu dem Dobritzer Porphyr (S. 824).

In dem oberkarbonischen Eruptivlager des Saar-Nahe-Gebiets kommen neben verhältnismäßig spärlichen Glimmerporphyriten (Gienberg, mit reichlichem Enstatit, bläulichem Apatit und nahezu holokristalliner Grundmasse aus leistenförmigem und ziemlich viel kurzrektangulärem Feldspat neben etwas Quarz) normale Hornblendeporphyrite (Waldböckelheim, mit Tridymit in Drusen der Gesteinsgrundmasse; Gegend von Limbach, Kahleberg bei Erbringen usw.), biotitführende Hornblendeporphyrite (siehe oben) und pyroxenführende (Enstatit und Augit) vor. Die letzteren sind recht reichlich vertreten und führen zu typischen Enstatitporphyriten hinüber. Die Grundmassen bestehen meistens aus Feldspatleisten mit oft kaum nachweisbarer, oft reichlicher

Glasbasis, in welcher dann auch öfters eine zweite Augitgeneration vorhanden ist. Es finden sich jedoch auch die übrigen beschriebenen Strukturformen. Die Menge der Eisenerze ist stets recht unbedeutend.

Auch die »schwarzen Porphyre« des Luganer Sees gehören zu den Porphyriten, und zwar finden sich nach den in ihnen vorkommenden Mineralkombinationen Quarzhornblendeporphyrite, Glimmer- und Hornblendeporphyrite unter ihnen, in denen allen gelegentlich ein Pyroxenmineral mehr oder weniger reichlich vorkommt. Die Bestimmung der eisenhaltigen Gemengteile wird durch den hochgradigen Verwitterungszustand derselben bedeutend erschwert und ist oft nur aus der Form der Durchschnitte möglich. Die Feldspateinsprenglinge scheinen herrschend Oligoklas zu sein; doch kommt daneben wohl auch Orthoklas vor. Die Struktur bietet sämtliche beschriebenen Modifikationen, und zwar so, daß in den saureren quarzhaltigen Abarten die bald sekundär allotriomorph-, bald primär panidiomorph-körnige (Harada hebt die dihexaëdrische Form des Grundmassequarzes gebührend hervor) Ausbildung oder felsophyritische Entwicklung herrscht, während die kieselsäureärmeren Gesteine eine wesentlich aus Feldspatleistchen (mit oft erkennbarer Zwillingsstreifung) bestehende Grundmasse mit schmalen Glashäutchen besitzen. Dieser ist kurzrektangulärer, ungestreifter Feldspat in örtlich wechselnder Menge, auch wohl Quarz beigemengt; der Wechsel in dem Gehalt an diesen Substanzen gegenüber den Feldspatleisten ist oft ein recht rascher und schlierenförmiger. Zwischen die um so deutlicher fluidal geordneten Feldspatleisten, je weniger ihnen Quarz und Orthoklas beigemengt ist, drängt sich ein kryptokristallines, wohl aus Quarz und Feldspat bestehendes Aggregat und Mikrofelsitsubstanz ein, welche lokal an Menge bis zum Verschwinden der Feldspatleisten zunimmt. Hiermit ist auch wohl eine starke Abnahme der Einsprenglinge verbunden. Eine nahezu hypidiomorph-körnige Facies fand Harada im Quarzporphyrit von Campione. Es geht aus Harada's Schilderung der Verhältnisse zwischen Melide und Ciona, am Monte Arbostoro, bei Bissone und Maroggia und zwischen Melide und Carona hervor, daß der Wechsel in der Struktur in einer Beziehung zu der Nähe oder Entfernung der Abkühlungsflächen stehe, wenn auch dieser Zusammenhang nicht in Strenge nachgewiesen wurde. Mandelstruktur wurde an der Oberfläche der hier aus einem fluidalstruierten Felsophyrit bestehenden Decke bei Carona, pseudosphärolithische Quarz-Orthoklas-Verwachsungen als jüngste Bildung in dem erstarrenden Magma an der Chaussee von Melano nach Rovio bald nach Überschreitung des Sovaglia-Baches westlich des ersten großen Granophyrgangs beobachtet.

Biotitreiche Hornblendeporphyrite von der Wilhelmsleite und dem Abhange des Hirschkopfes, S. von Manebach in Thüringen, erwähnt Laufer (Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 45).

Vitrophyrische Gesteinsformen sind vorwiegend von Glimmerporphyriten bekannt; so beschreibt Judd aus einem Konglomerat der Gegend von Newport in Fifeshire, Schottland unter dem

Namen mica-dacite einen Glimmervitrophyrit ohne ausgeschiedenen Quarz, aber mit über 67% SiO_2. Einsprenglinge von Oligoklas und spärlichem Biotit liegen in einer im frischen Zustande durchaus glasigen Basis mit globulitischen und trichitischen Ausscheidungen und mit einer zweiten mikrolithischen Generation ungestreifter, für Orthoklas angesprochener Feldspate. Das Glas, welches eine ganz vorzügliche perlitische Absonderung besitzt, gehört zu den Pechsteingläsern (mit 8,90 H_2O in der Bauschanalyse). Der Biotit ist zu einem dunkelblauen schuppigen Mineral (?Aërinit) umgewandelt, dessen Bestimmung als Chloritoid wohl einer Revision bedarf. Durch Verwitterung, welche das spez. Gew. des Gesteins von 2,31 auf 2,58 erhöht, wird die Basis kryptokristallin unter Ausscheidung von Chalcedon. Lokal geht durch Verwitterung die Basis in einen wasserreichen, mit dem Fingernagel ritzbaren, in kaltem Wasser zu Pulver zerfallenden, dem Alumo-Calcit Kersten's ähnlichen Körper über.

Glimmervitrophyrite mit und ohne Quarzeinsprenglinge sind nach v. Lasaulx, Gümbel, Lepsius und v. Foullon in der südalpinen Trias als eine Formation von Gängen und meistens kleinen Stöcken recht verbreitet. Die Menge der zu den Pechsteingläsern zu stellenden Basis ist eine sehr wechselnde. Zu den glasreichsten Vorkommnissen gehören ein zuerst v. Lasaulx als Pechsteinpeperit vom Monte Trisa und ein von demselben Autor, später von Gümbel als Pechsteinporphyr beschriebenes Vorkommen von der Alphütte La Rasta bei Recoaro im Vicentinischen. Bei dem ersten Gestein liegen in einer Grundmasse, welche aus mannigfach verflochtenen Schlieren eines gelben und eines graugrünen Glases mit solchen einer mikrokristallinen Substanz besteht, vorwiegend gestreifte Feldspatleisten, brauner Biotit und grüne, oft in Chlorit umgewandelte Hornblende. Poren des Gesteins sind mit Chalcedon erfüllt. — Das zweite Gestein besteht aus einer reichlichen, lichtbraun durchsichtigen Glasbasis mit schöner, durch den Wechsel porenreicher und porenarmer Stränge hervorgerufenen Fluidalstruktur, in welcher Einsprenglinge von vorwiegend gestreiftem Feldspat, Biotit nebst akzessorischer brauner Hornblende und etwas Quarz liegen. Außerdem wird ein unbestimmbares, nicht dichroitisches Mineral erwähnt, welches infolge von reihenförmig geordneten braunen Interpositionen aus einem System hellerer und dunklerer Lamellen zu bestehen scheint. Diesen Gesteinen fehlen demnach die Ausscheidungen zweiter Generation anscheinend vollkommen, wie das ja auch bei vielen Vitrophyren der Fall ist. — Nach Lepsius sind solche Glimmervitrophyrite im Tretto bei Schio häufig, so im Röt unterhalb Reghellini am SO.-Ausläufer des Monte Sciapaore nach Ruan hin, in einem weißen Marmor unterhalb Sta. Catharina bei Marsigli, hauptsächlich aber bei San Ulderico im oberen Orcatale. Der Biotit dieses Gesteins wird bisweilen von Hornblende, anscheinend öfter von Enstatit begleitet, welcher z. gr. T. in Bastit umgewandelt wurde. Die Glasbasis macht gelegentlich einer mikrofelsitischen Grundmasse Platz; durch Verwitterung wird

sie zu kryptokristallinen Aggregaten. — In andern Vorkommnissen tritt die glasige Basis sehr zurück und erscheint nur als Kitt eines Gewirrs von Feldspatleistchen.

Sonst werden quarzfreie Glimmervitrophyrite von Niedzwiedzki von der Paßhöhe des Berkovia-Balkan mit akzessorischer Hornblende als Gang in Granitit und von Vélain von Nertschinsk beschrieben. Das letztgenannte, dem Karbon oder Perm zugehörige Gestein mit perlitischer Absonderung der Glasbasis ist durch reichlichen Gehalt an akzessorischem Granat interessant. Die Feldspateinsprenglinge wurden als Labradorit bestimmt.

Die Familie der **Hypersthenandesite** umfaßt die wesentlich biotit- und amphibolfreien andesitischen Gesteine, unter deren Einsprenglingen ein rhombischer Pyroxen (es ist fast stets Hypersthen) in Begleitung oder sehr selten ohne die Begleitung eines grünen, monoklinen Augits als wesentlicher Gemengteil auftritt. Die nahen Beziehungen zu den vorhergehenden Familien werden durch die nicht gerade seltene Anwesenheit von Magnetit-Augithäufchen erwiesen, welche auf ursprünglichen Biotit- oder Amphibolgehalt hindeuten. Nach der andern Seite hin vollziehen sich die Übergänge in Augitandesite dadurch, daß Hypersthen oder Bronzit von der Rolle wesentlicher Gemengteile zunächst auf diejenige akzessorischer herabsinken und endlich vollständig verschwinden. Die Laven der südamerikanischen Anden beweisen, daß dieser Vorgang keineswegs notwendig eine Abnahme des Kieselsäuregehalts zur Voraussetzung hat. Anders ist das mit einer zweiten Form des Übergangs, bei welcher an die Stelle des zurücktretenden Hypersthens sich Olivin als Einsprengling drängt, und somit aus Hypersthenandesit sich Zwischenformen nach dem Basalt hin entwickeln, welche besonders von Hague und Iddings von der kalifornischen Sierra und dem Great Basin erwähnt werden. Sehr deutlich treten diese Übergänge auf Martinique nach der Schilderung von A. Lacroix hervor. Hier treten, mit den Hypersthendaciten durch Übergänge nahe verbunden, helle und oft schlackige, sowie schwarze Hypersthen-Andesite auf, die neben dem Hypersthen wenig Augit führen, vitrophyrische Struktur zeigen und deren Feldspateinsprenglinge zum Andesin gehören; so am Corbet, am Westabhang der Montagne Pelée, bei Saint Pierre usw. Sie gehen über in und sind durch Zwischenglieder verbunden mit dichten, dunkelgrauen Labradorites à hypersthène von angenähert basaltischem Habitus. Deren Hypersthen ist oft von Augit umwachsen, Olivin stellt sich ein und die stark zonaren Feldspateinsprenglinge haben Zentren von fast reinem Anorthit mit äußeren Schalen aus Labradorit $Ab_{45}An_{55}$; die Grundmasse ist hyalopilitisch und pilotaxitisch mit Mikrolithen von Feldspat, Augit und Hypersthen. Gelegentlich wird der Augit durch Hornblende vertreten. Solche Gesteine finden sich in der Gegend von Macouba, in den Flußtälern von Laillet und La Garde und in Blöcken der Konglomerate. Endlich kommen bei Fort de France basische Andesite vor ohne Pyroxen-Einsprenglinge, während sie Einsprenglinge von Feld-

spat und Olivin bald führen, bald nicht. Sie werden Andésilabradorite genannt und führen hinüber zu Basalten. Dieser Vorgang scheint an eine Abnahme des Kieselsäuregehalts geknüpft zu sein, mit welcher eine merkliche Zunahme der zweiwertigen Metalle Hand in Hand geht. Diese Stellung der Hypersthen-Andesite kommt auch sehr deutlich zum Ausdruck in der Einteilung, welche Fr. Becke für sie in Vorschlag brachte. Er trennt sie in einen sehr Na-reichen Typus Santorinit mit Na : Ca $>$ 2, Si $>$ 61, deren Feldspateinsprenglinge Labradoritkerne mit bis zum Oligoklas aufsteigenden Schalen haben, während die Grundmasse-Feldspate zum sauren Oligoklas gehören, einen sehr Ca-reichen Typus Alboranit mit Na : Ca $<$ 0,5, Si $<$ 52, deren Feldspateinsprenglinge Anorthit mit geringer oder ohne Zonarstruktur, deren Grundmasse-Feldspate Labradorit sind und in einem Normaltypus mit Na : Ca $=$ 1 : 2 bis 2 : 1, Si $=$ 52 — 61, deren Feldspate Einsprenglinge aus Bytownitkernen mit bis zum Andesin und Oligoklas aufsteigenden Hüllen sind, während die Feldspatmikrolithe dem Andesin oder Oligoklas angehören. Die Alboranite sind gewöhnlich reich an Pyroxen-Einsprenglingen.

Die Hypersthen- und z. T. auch die Augitandesite stehen danach so recht auf der Grenze der sauren und der basischen Effusivgesteine und partizipieren gewissermaßen an den Eigentümlichkeiten beider. Wenige andere Gesteinsfamilien haben daher auch ein so hohes strukturelles Interesse. Nun haben bei den Hypersthenandesiten von normaler Zusammensetzung eigentlich nur zwei der bei den Biotit- und Amphibolandesiten beschriebenen Strukturtypen eine allgemeinere Verbreitung, der rein andesitische und der vitrophyrische. Doch finden sich in allen größeren Andesitgebieten auch Vertreter der übrigen Strukturformen, wie z. B. das Gestein von der Bergrotunde bei Kapnikbanya dem normalen trachytoiden Typus, dasjenige von Misterhaza im Hargitta-Gebirge demselben Typus, aber mit reichlicher Beimengung kurzrektangulärer und quadratischer Feldspatdurchschnitte in der Grundmasse angehört, solche vom Hugyustale und vom Csibles den dioritporphyritischen Habitus gewisser Dacite besitzen, ja oft sehr angenähert hypidiomorph-körnige Struktur annehmen, während Vorkommnisse aus dem Gönczer Tale bei Schemnitz und in der Gegend von Nagybanya den felsodacitischen Typus repräsentieren.

Von besonderem Werte sind natürlich Untersuchungen, welche an einem einheitlichen Andesitgebiet unter vollkommener Berücksichtigung der geologischen und petrographischen Verhältnisse gemacht wurden. Nach dieser Richtung ist kein anderes Gebiet so genau durchforscht worden wie die Umgebung des Comstock Lode bei Virginia City im Washoe-District, Nevada U. S. Nach den vorbereitenden Arbeiten von v. Richthofen und der recht unzutreffenden mikroskopischen Beschreibung Zirkel's über die Gesteine dieser Gegend hat Geo. Becker die Geologie und Petrographie derselben in einer höchst ausführlichen und fördersamen Weise durch Karte, Wort und Bild zu all-

gemeiner Kenntnis gebracht. Er glaubte eine Anzahl von älteren und jüngeren Eruptivmassen unterscheiden zu können, deren strenge Abgrenzung allerdings nicht ohne Schwierigkeit war. Diese Gesteinsmassen, welche er als Quarzporphyre, Diorite, Diabase, Glimmerandesite, Hornblendeandesite, Augitandesite und Basalte beschrieb, werden auf Grund erneuter Untersuchungen des Becker'schen Materials vorwiegend vom petrographischen Gesichtspunkt aus, allerdings unter tunlichster Berücksichtigung von Becker's eigener geologischer Darstellung, von Hague und Iddings als eine einheitliche Eruptivmasse angesehen, welche der Hauptmasse nach zum Hypersthenandesit zu stellen wäre, und aus welcher sich lokal die Biotit- und Amphibolandesite (sie umfassen dann auch Becker's Diorite, wie seine Diabase zum Hypersthen- und Augitandesit gehören würden), Dacite und Rhyolithe (Becker's Quarzporphyre) entwickelt haben.* Hague und Iddings stützen sich für diese Auffassung des weiteren auf analoge Verhältnisse an andern Punkten des Great Basin und der westlichen Cordillere. Als durchaus fest begründet wird man diese Ansicht, für welche die petrographischen Verhältnisse an einem reichen, mir durch die Güte der Herren Becker und Iddings zugänglich gewordenen Material allerdings in hohem Grade spricht, heute wohl ansehen dürfen, nachdem das Ausbleiben jeden Widerspruchs wohl auf eine Übereinstimmung in der Deutung der geologischen Verhältnisse zwischen den amerikanischen Geologen schließen läßt. So hätte man denn in dem Washoe-District in ähnlicher Weise, wie das im Glimmerdioritgebiet von Klausen der Fall ist, ein vorzügliches Beispiel für die Abhängigkeit der Struktur eines Eruptivgesteins von den physikalischen Verhältnissen bei seiner Ausbildung und Verfestigung, also vom Orte. Hague und Iddings zeigen, besonders an den vom Sutro-Tunnel durchfahrenen Gesteinen des Mount Davidson, daß mit der Ent-

* Ein anderes interessantes Beispiel für die Zusammengehörigkeit verschiedener vulkanischer Gesteine liefert nach Cross das Gebiet zwischen den Städten Silver Cliff und Rosita im Custer Co., Colorado. Hier erscheinen zu einer Art geologischer Einheit verbunden und aus einem Reservoir abzuleiten Andesit in mehreren Arten, Liparit und Trachyt in folgenden, nach ihrer Eruptionsfolge geordneten Phasen. Die Eruptionen begannen mit explosivem Auswurf von Hornblende-Andesit in Breccien und Tuffen, dem ein Erguß, wahrscheinlich aus Spalten, von holokristallinem Biotit-Amphibol-Augit-Andesit (Bunker Andesite) folgte, der die Hauptmasse der nördlich von Rosita gelegenen Hügel bildet. Dann durchbricht Diorit in mehreren, aber unbedeutenden Massen den Bunker-Andesit. Diese Diorite bestehen aus Plagioklas, Orthoklas, Augit, Biotit und Magnetit in sehr wechselnden Mengenverhältnissen. So gibt es Massen, in welchen Augit und Magnetit sehr stark vorherrschen, andere, in denen Plagioklas den Hauptanteil bildet. Wieder in andern Fällen tritt der Orthoklas stark hervor und dann ersetzt Hornblende einigermaßen die Augite; auch olivinhaltige Typen finden sich. Diese als Diorit zusammengesetzte Intrusivformation wird ihrerseits von granitischen Gängen (fast nur Orthoklas und Quarz) durchsetzt, die nirgends außerhalb derselben auftreten. Alle die als „Diorit" zusammengefaßten Massen gehen oft und ganz allmählich in normalen Diorit über. — Ein dritter Andesit, jünger als die beiden Erstgenannten, dicht und porphyrisch, mit wenig farbigen Gemengteilen (Biotit, Hornblende und Augit), etwas Quarz und Tridymit, ist in den Hügeln südlich von Rosita verbreitet und kommt nirgends mit

fernung von der Erdoberfläche, also von der Abkühlungsfläche, die Struktur ganz allmählich eine Reihe von Typen durchläuft, deren Unterschiede wesentlich in der Entwicklung der Grundmasse liegen, während die Einsprenglinge in allen Typen nahezu die gleichen nach Art, Zahl und Größe bleiben. Der letztere Umstand ist eine direkte Folge aus und damit eine Bestätigung der in diesem Buche vertretenen Vorstellung von der Bildung der Eruptivgesteine, zumal der Ergußgesteine. Die Strukturreihe beginnt bei diesen Andesiten mit Gesteinen, deren Grundmasse aus Glas mit verhältnismäßig spärlichen Mikrolithen von Feldspat und Pyroxen, Magnetitkörnchen und Trichiten besteht; hierauf folgen Grundmassen, welche durchaus dem rein andesitischen Typus angehören, also hyalopilitische Struktur besitzen; dann kommen holokristalline Grundmassen aus Feldspatmikrolithen und allotriomorph-körnigen Aggregaten von Feldspat, Pyroxen und Magnetit, deren Korngrößen ganz allmählich von durchschnittlich 0,005 auf 0,3, 0,5, 0,1 mm anwachsen, während gleichzeitig auch die Feldspatmikrolithe an Länge und Breite zunehmen, bis sie zu leistenförmigen Individuen von 1,5 mm Länge werden, um welche herum an Stelle des allotriomorph-körnigen Cäments öfters granophyrische Verwachsungen von Quarz und Feldspat treten. Der Quarz wird in der Grundmasse erkennbar, sobald überhaupt die Dimensionen der Gemengteile die zu einer sicheren Bestimmung nötigen Dimensionen erreichen. Zu gleicher Zeit verlieren die Einsprenglinge von Feldspat und Augit mit der Zunahme der Dimensionen der Grundmassegemengteile oft an Schärfe der idiomorphen Begrenzung. So verliert sich mehr und mehr der typisch porphyrische Charakter des Gesteins, die Unterscheidung von Einsprenglingen und Grundmasse wird mehr und mehr schwierig und unsicher. Die Dimensionen der intratellurischen Ausscheidungen weichen nur wenig von denen der Effusionsperiode

den beiden ersten in Berührung. — Hierauf kommt eine Liparit-Eruption, welche mit losen Auswurfsmassen beginnt und dann zu zahlreichen kleinen Strömen fortschreitet. Über den gebänderten Lipariten der Klippen bei Silver Cliff liegen „boulders“ von weniger als 1 Fuß bis 10 Fuß Durchmesser in mächtiger Anhäufung teils in einer Grundmasse von sehr weichem, weißem Ton, teils in glasigem Liparit oder Pechstein. Die scheinbaren „boulders“ sind in Wirklichkeit gigantische Sphärolithe und der Ton, in welchem sie liegen, ist ein Zersetzungsprodukt der Hyaloliparite, ein Gemenge von Kaolin und Opal. — Der Liparit dieser Periode ist lokal unmittelbar nach der Eruption in Alaunfels solfatarisch umgewandelt worden. — Auf den Liparit folgte ohne vorhergehende nennenswerte Erosion die Eruption eines neuen Andesits in weit hinstreichenden Gängen, die alle andern Massen durchsetzen und in zwei Strömen, die auf dem Liparit ruhen. Es ist ein Biotit-Augit-Andesit, der nach einem Strome an den Pringle Hills, westlich von Rosita, Pringle-Andesit genannt wird. — Die eruptive Tätigkeit schloß mit Spaltenergüssen und langgestreckten Gängen von echtem Trachyt (Game Ridge).

Die Bildung der edlen Erze, durch welche dieses Gebiet berühmt geworden ist, darf als ein thermaler Schlußakt angesehen werden. Die Erze sind in der Bassick Mine, welche 1400 Fuß tief in einem vulkanischen Agglomerat niedergetrieben ist, in konzentrischen Lagen um die Gesteinsfragmente (mehrere Andesitvarietäten, Gesteine des Grundgebirges) abgesetzt worden unter gleichzeitigem reichlichen Absatz von Quarz, Opal und Kaolin.

ab, ihre idiomorphe Begrenzung hat mehr und mehr durch Resorptionen und Weiterwachsen während der Effusionsperiode verloren. Dabei sind Glaseinschlüsse in den Gemengteilen wesentlich an die niederen, Flüssigkeitseinschlüsse an die höheren Stadien der kristallinen Entwicklung gebunden. Die zunehmende kristalline Entwicklung in dieser Strukturreihe geht in unverkennbarer Weise parallel mit der Entfernung von der Abkühlungsoberfläche. Demnach sind die verschiedenen Strukturtypen, welche wir in einer Gesteinsfamilie unterscheiden, zum großen Teile Funktionen der Erstarrungsbedingungen. Die große Mannigfaltigkeit dieser erklärt die bunte Reihe jener und man sieht, wie eine Verbindung zweier, der Erscheinung nach verschiedener, Strukturtypen (hier der trachytischen und allotriomorph-körnigen) zustande kommen kann. Man wird nicht fehl gehen, wenn man in diesem Falle, wie das früher bei den Granitporphyren gezeigt wurde, eine ältere und jüngere Generation in der Effusionsperiode unterscheidet; in der ersten entstand der mikrolithische, in der zweiten der allotriomorph-körnige Anteil der Grundmasse. Das Gestein zeigt eine dreifache Generationswiederkehr, wobei man allerdings die beiden der Effusionsepoche angehörigen sich als weit übereinander hingreifend wird vorstellen müssen. Will man streng unterscheiden — und nur die Scheidung führt zur Klarheit — so würde demnach die hypidiomorph-körnige Struktur eines Ergußgesteins niemals ganz identisch sein mit derjenigen eines Tiefengesteins, so vollkommen sie sich ähneln mögen. Die erste kommt zustande durch Verfließen der intratellurischen und Effusionsbildungsperiode, den Tiefengesteinen fehlt die letztere gänzlich.

Der normale Typus der Hypersthenandesite ist der rein andesitische, hyalopilitische Typus. Derselbe ist außerordentlich reich in der Umgebung von Schemnitz und Kremnitz (oft mit Übergängen in den vitrophyrischen), Glan, Nagybanya, Guttin, Fernezely, Nagyhisa, hier mit Quarz, u. a. O., Tokay, Czerwenitza, Tot Györk bei Waizen, Bath (hier mit derselben Kugelstruktur, welche der Weiselbergit auf der Platte bei Aulenbach besitzt), Bagonya, Sturfels bei Plidar usw. in Ungarn, bei Sztojkafalva, Malnás, im Hargitta-Gebirge, bei Klausenburg (Kiskapus, Gyalú) und bei Olaposbanya in Siebenbürgen vertreten. Hervorzuheben ist die nicht seltene nesterartige Aggregation der intratellurischen Ausscheidungen, wobei die einzelnen Individuen gegeneinander allotriomorph, gegen das Gestein hin idiomorph begrenzt sind. Derartige Verhältnisse erklären die hypidiomorph-kristalline Struktur von Auswürflingen dieser Gesteine, wie man sie in den Tuffen derselben antrifft, soweit hier nicht wirkliche Fragmente von einem dem Erguß-gestein äquivalenten Tiefengestein vorliegen. Genauere Angaben über die Verbreitung in Ungarn und Siebenbürgen lassen sich nach den zahlreichen Mitteilungen der Petrographen und Geologen dieser Länder nicht machen, weil bisher eine sichere Trennung der Augite und Hypersthene nicht durchgeführt ist und Schlüsse aus der Angabe des Pleo-

chroismus nicht zuverlässig sind. — Durch den Mangel einer älteren Generation von Pyroxenen ist der Hypersthen-Andesit von Csik Magos zwischen Csik und Gyorgyo in gewissen tridymitreichen Varietäten ausgezeichnet. — Das durch seine aufgewachsenen Kristalle von Hypersthen, Hornblende, Pseudobrookit, Tridymit, Apatit, Anorthit, Anatas, Granat, Rubellan und Titanit ausgezeichnete, nach Primics auch turmalin- und cordieritführende Gestein vom Aranyer Berge bei Deva in Westsiebenbürgen wird von den einen zum Augit-Andesit, von andern zum Hypersthen-Andesit gezählt. Die in meinem Besitz befindlichen Handstücke, welche gelben Augit enthalten, führen keinen Hypersthen als Gemengteil. Pseudomorphosen von Eisenoxyd lassen vielleicht auf Hypersthen im frischen, nicht von Fumarolen veränderten Gestein schließen; derselbe wurde übrigens auch in dem frischen Gestein mit hellgrünem, fast farblosem Augit nur spärlich beobachtet. Die Struktur ist mehr trachytisch als andesitisch und geht in das Allotriomorph-körnige über. — An mehreren Punkten Ungarn-Siebenbürgens, wo die Hypersthen- und Augit-Andesite in geologischer Verknüpfung mit Biotit- und Amphibol-Andesit auftreten, wurden sie von den Geologen dieses Landes als jünger erkannt.

Die den ungarischen Gesteinen durchaus entsprechenden Hypersthen-Andesite des Smrkouz-Gebirges in Süd-Steiermark (St. Egidi bei Thennenberg, Viedena) beschrieben Niedzwiedzki und Hussak.

Nach Osann sind die Hypersthen-Andesite des östlichen Zuges der Eruptivmasse des Cabo de Gata von der Sierra bis zur Mesa de Roldan, südlich von Carboneras und die des mittleren Zuges von der Serrata bis zur Rambla de la Granatilla, nördlich von Carboneras vollständig frei von Biotit und Hornblende. Auch auf früheren Gehalt an diesen Mineralien deutet keine Spur hin, obschon die Glimmer- und Hornblendeandesite des Gebiets oft Hypersthen enthalten. Man kann nach Osann eigentliche Hypersthenandesite und Augitandesite mit nur akzessorischem Hypersthen unterscheiden. Die letzteren sind dunkler und feldspatärmer. Ein gelegentlicher Quarzgehalt stammt aus den Lipariten des Gebiets.

Mit den Gesteinen des Cabo de Gata sind offenbar nach den Darlegungen von Gentil die ober-miocänen Eruptivmassen des Gebietes von Tifarouine an der Westküste von Oran, Algier, nächst verwandt. Zeitlich folgen sich hier Ströme von Biotit-Andesit, Amphibol-Andesit und Hypersthen-Andesit. Gangförmig tritt ein lamprophyrischer Biotit-Andesit auf, dessen Beschreibung an den Glimmertrachyt von Monte Catini und verwandte Bildungen erinnert; ebenso ein von dunklen Gemengteilen fast freier, also aplitischer Feldspat-Andesit. Als »culot« des Vulkans wird ein Hypersthen-Augit-Andesit von feinem Korn gedeutet, der sich einem »micronorite«, d. h. Noritporphyrit nähert.

Auch in der Gegend von Carthagena, auf der Insel Alborán und im Mar Menor bei Carthagena erscheinen Hypersthenandesite. Diese enthalten Cordierit, der dann von einem schmalen Hof umgeben ist,

welcher von dem Normalgestein abweicht. Der Cordierit ist nie verzwillingt, aber idiomorph und wird bisweilen von Granat begleitet. Meistens bildet aber der Cordierit mit grünem oder rötlichgrauem Spinell nebst Plagioklas und Pyroxen ein grobkörnig holokristallines Aggregat, welches fremd im Andesit liegt.

Das klassische Gebiet für Hypersthenandesite in Europa ist der Archipel von Santorin, von dessen Gesteinen Fouqué eine mustergültige Darstellung gegeben hat. In den älteren und jüngeren Laven des Santorinvulkans finden sich in lückenloser Reihe alle Stadien struktureller Entwicklung vollkommen ebenso, wie im Washoe-District, nur etwa mit dem Unterschiede, daß die dort zweigliedrige Entwicklung während der Effusionsperiode hier nur in Spuren vorkommt. Aus sehr mikrolithenarmem, bräunlichem, grauem oder farblosem Glase folgen alle Stadien bis zur typischen, hyalopilitischen Andesitstruktur, in welcher die Glasbasis bis auf kaum wahrnehmbare Reste verschwunden ist. Trachytoide und allotriomorph-körnige Grundmassen kommen vielfach in den älteren Gängen auf Thera vor. Eine felsodacitische Ausbildung zeigen Proben von der 1866 entstandenen, bald überdeckten kleinen Insel Reka und einzelne Bomben, welche am 27. Juni 1866 auf Georgios I. ausgeworfen wurden. Der Mineralbestand ist der normale für Hypersthenandesite; Übergänge in Augitandesite und olivinführende Augitandesite sind verbreitet. Die Einsprenglingsfeldspate der Georgioslaven sind vorwiegend Labrador (die älteren Laven führen z. T. Oligoklas) und wenig Anorthit, der Feldspat der Grundmasse ist Albit und Oligoklas. Die hohe Basizität der uranfänglichen intratellurischen Ausscheidungen eruptiver Magmen ergibt sich aus den Einschlüssen von sogen. Anorthitlava, d. h. von nesterartigen Agglomerationen von Anorthit, Hypersthen, Augit, Olivin, Titanit und Magnetit, welche durchweg sich dem Habitus hypidiomorph-körniger Gesteine auch dann nähern, wenn sie von Gesteinsglas mehr oder weniger durchtränkt sind. — Knollen von Wollastonit, Fassait und Melanit, welche die Laven umschließen, deutet Fouqué als metamorphosierte Kalksteinfragmente. Lacroix (C. R. CXXX. 272 und 348) möchte auch die anorthitreichen basischen Ausscheidungen als durch die Resorption von Kalksteinfragmenten bedingt ansehen. Dann würde der hohe Gehalt an $Al_2O_3 = 18{,}18\%$ dieser Ausscheidungen sehr mergeligen Kalkstein fordern und man könnte wohl die Berechtigung von Lacroix's Annahme rechnerisch prüfen.

Die Hypersthen-Andesite erscheinen auch auf den Inseln Methana und Aegina nach den Angaben von Fouqué und Washington.

In vorzüglicher Schönheit begegnen wir diesem rein andesitischen Typus des Hypersthen-Andesits bei den Eruptivmassen der süd- und zentralamerikanischen Anden, einerseits durch Zunahme der Glasbasis in vitrophyrische, andererseits durch Verschwinden derselben in mehr trachytische Formen übergehend und im letzteren Falle öfters quarzhaltig; dann aber auch mit basischerem Charakter, so daß ein Teil des

Hypersthens durch Olivin ersetzt wird (Pichincha). Aus eigener Anschauung kenne ich als hierher gehörig Laven des Pichincha, Chimboraço, Tunguragua, dann des Iraçu bei Carthago. Die weitere Verbreitung dieses Typus in den genannten Gebieten ergibt sich aus den Arbeiten von HATCH (Cerro Chachani), von SIEMIRADZKI (Zusammenfluß des Rio de Alausi und Rio Chanchan in West-Ecuador), von ELICH (Illiniza, Corazon), von BELOWSKY (Hochland von Tulcán, Piñon, Cotocaxi, Escalerasberge in Nord-Ecuador), von HERZ (Pululagua, Rucu-Pichincha und Guagua-Pichincha), von KLAUTZSCH (Cordillera de Guangaje é Isinlivi, Cordillera de Sigchos y Chugchilan, Angamarca, Llangagua), von KÜCH (aus ziemlich allen Gebieten der columbianischen Anden), von BONNEY (Rucu-Pichincha, Antisana, Carihuairazo, Coraçon, Altar, Sincholagua, Cotocaxi), von HAGUE und IDDINGS (Cerro de Cunchique, Panama u. a.) und YOUNG (Cotopaxi). — Auch an den großen nordkalifornischen Vulkanen sind nach HAGUE und IDDINGS Hypersthenandesite in allen Strukturformen der Grundmasse von rein glasigem bis zu holokristallinem Bestande verbreitet. — Nach LENK und AGUILERA gehören die Gesteine des Popocatepetl ebenfalls hierher. Daß die Aschen, Lapilli und Bomben der Eruption des Volcan de Colima vom Februar 1903 zu den Hypersthenandesiten gehören und durchaus den älteren Laven dieses Vulkans entsprechen, wies ORDOÑEZ nach. — GEO. F. BECKER beschrieb Hypersthenandesite von der Insel Unga, Alaska; — WALT. C. MENDENHALL fand sie unter den recenten Laven des Mount Wrangel, Alaska, als Glieder einer Eruptivformation, in der Gesteine von basaltischem bis zu andesitischem Charakter vertreten sind. — Eine sehr auffallende Struktur beschreibt CALKINS an den Hypersthenandesiten von Hald's Cañon im John Day Basin, Oregon. Die Feldspat- und Augitmikrolithe der Grundmasse liegen in einem farblosen Cäment, das nicht Glas ist, sondern aus unregelmäßig begrenzten Individuen eines ungestreiften Alkalifeldspates besteht.

In ähnlicher Weise, wie FOUQUÉ's Untersuchungen über die Santorin-Gruppe, wurden die Studien von LACROIX gelegentlich der letzten großen Eruption der Montagne Pelée auf Martinique grundlegend für unsere Kenntnis der Hypersthen-Andesite und der ganzen Gesteinsreihe Dacit-Basalt, der sie angehören. Danach bleibt der Charakter der Eruptivgesteine nicht nur auf Martinique, sondern ebenso auf Guadeloupe, St. Vincent, Monserrat, Saba und den anderen kleinen Antillen, auf denen Eruptivgesteine vorkommen durchaus konstant, so daß sie eine einheitliche petrographische Provinz bilden. Und diese Konstanz hat sich von den ältesten bis zu den jüngsten Ausbrüchen erhalten. Eine sehr auffällige Ausnahme davon würden nur gewisse Gesteine der Insel Granada machen, wenn die von LACROIX mitgeteilten Analysen aus einer mir unbekannt gebliebenen Arbeit von HARRISON (The rocks and soils of Granada and Carriacou, London 1896) richtig sind. Nach diesen Analysen würden sie zu der theralithischen Gesteinsreihe gehören.

Unter den vulkanischen Gesteinen der Sunda-Vulkane auf Sumatra

und Java wurde der Hypersthenandesit bislang meistens mit Augitandesit verwechselt. Seine Verbreitung ist nach VERBEEK eine sehr bedeutende; zu betonen sind die weit häufigeren Übergänge in die basischeren Augitandesite und Basalte, als in Biotit- und Amphibolandesite und Dacite. Vorzügliche Beispiele liefert der Vulkan Gradjakan auf Java, und die Insel Celebes. Da ZIRKEL bei FRENZEL Augitandesite dieser Insel beschreibt, so scheint auch hier die Assoziation der beiden Gesteine vorzuliegen. Daß die Sunda-Vulkane auch heute noch hypersthen-andesitisches Material fördern, haben die oft beschriebenen losen Auswurfsmassen des Krakatau im Jahre 1883 bewiesen. — In seinem Werke über die Insel Ambon beschreibt VERBEEK die Bronzit-Andesite von beiden Teilen derselben, Lastimor und Hitu, in naher Beziehung zu Bronzitandesiten und zu basischeren Gesteinen, die er Melaphyre nennt und deren wir an späterer Stelle gedenken werden. Der von L. MILCH untersuchte Trachyt-Andesit von Tongging auf der Batak-Hochfläche in Sumatra steht den Kalk-Alkali-Trachyten näher, als den eigentlichen Hypersthen-Andesiten. — Nach H. BÜCKING kommen die Hypersthen-Andesite auf den Inseln Siauw, Gross-Sangi, Betjan und Mandioli im nordöstlichen indischen Archipel vor.

Nach HUTTON begleiten Hypersthen- und Augitandesite (gelegentlich mit Quarzkörnern) mit untergeordneten Mengen von Hornblende-Andesiten und jüngeren Daciten die Quarzgoldgänge in dem Hauraki-District in Auckland, Neu-Seeland.

E. KAISER beschreibt Hypersthen-Andesite von der Palau-Insel Korror, Augit-Andesite von der Marianen-Insel Farallon de Pájaros und einen dacitischen Augit-Andesit-Obsidian von der Insel Saipan. — D. MAWSON untersuchte perlitischen Hypersthen-Andesit von der Insel Leleppa und Amphibol-Andesit als intrusive Kuppe in miocänem Kalkstein und Tuff von Santo, Neue Hebriden. Die Gesteine haben ungewöhnlichen chemischen Bestand, das erste enthält auf 3,03 CaO, 4,33 Na_2O und 3,26 K_2O, das zweite auf 6,35 CaO, 3,01 Na_2O und 3,40 K_2O.

Nach ALEX. DU TOIT enthalten Endastit-Andesite von Moyena und Balmore in den Drakensbergen des Kaplandes neben dem rhombischen Pyroxen keinen monoklinen. Diese Gesteine bilden Ergüsse in den Stromberg-Schichten (Rhät und Jura) und würden also in der deutschen Petrographie Enstatit-Porphyrite heißen.

Eine recht bedeutende Verbreitung hat dieser Typus des Hypersthenandesits anscheinend im Kaukasus; mir lagen Proben vor von Baidara und Semonlethi an der Georgischen Militärstraße, von Alagos, vom Badeort Abas Tuman, von den Dörfern Malischk, Malakalewi und Gorbaduch, von der Spalte bei Achalkalaki und aus den Gebieten zwischen Borjom und Tzalke, sowie zwischen Gümisch-chaná und Tschaikert östlich des Arpatschaiflusses. — DANNENBERG und v. AMMON beschreiben Vorkommnisse aus dem armenischen Hochlande.

Der vitrophyrische Typus der Hypersthenandesite vermittelt zwischen den normalen echt andesitischen Formen und den Andesit-

gläsern oder Hyalo-Andesiten. Derselbe dürfte kaum einem größeren Gebiet fehlen und zeigt nach Farbe und Porosität des Glases, nach Mangel oder Reichtum an globulitischen und kristallitischen Gebilden usf. sehr wechselnden Habitus. Noch fehlen eingehendere Untersuchungen über die Natur dieser Gläser, doch läßt sich bereits angeben, daß die Basis solcher Gesteine sehr oft zum Bimsstein-, nicht selten zum Obsidian-, seltener zum Perlit- und Pechsteinglas gehört. In vorzüglicher Ausbildung kommen vitrophyrische Hypersthenandesite in der Umgebung von Tokaj und am Horny Turcek bei Kremnitz vor. An beiden Fundorten sind die nicht gerade reichlichen Einsprenglinge von basischem Plagioklas, Hypersthen, Augit, Magnetit und Apatit, sowie etwas Zirkon in einer Grundmasse aus zwei schlierig-eutaxitisch verwobenen Gläsern eingebettet; das eine Glas ist sehr mikrolithenarm und gelbrot durchsichtig, das andere sehr mikrolithenreich und grau. Die weite Verbreitung der Hypersthenandesite im Cserhat (Ungarn) tat Schafarzik dar.

Sonst wurden mir vitrophyrische Ausbildungen von Carboneras am Cabo de Gata, vom Widodarin in Java und vom Singalang auf Sumatra (mit etwas Biotit und Amphibol) bekannt. — Auch der erste in den Vereinigten Staaten von Nordamerika von Cross beschriebene Hypersthenandesit von den Buffalo Peaks im South Park, Colorado, gehört diesem Typus an, welcher auch unter den von Svenonius entdeckten und beschriebenen Vorkommnissen aus Norrland in Schweden in seltener Schönheit auftritt.

Das Vorkommen dieser Gesteinsgruppe an den japanischen Vulkanen geht aus den Angaben von Törnebohm über Hypersthenandesite des Asama-yama, von Koto über Enstatitandesite von Kokaze in Izu und Nawatsi hervor. — Becke beschreibt sie vom Krater des Palandokän und vom Soganly-Plateau in Armenien.

Solange wir die paläovulkanischen Gesteine von den entsprechenden neovulkanischen durch einen eigenen Namen unterscheiden, mögen die paläovulkanischen Äquivalente der Hypersthen-Andesite ohne auf die Natur des rhombischen Pyroxens Rücksicht zu nehmen, als Enstatitporphyrite zusammengefaßt werden. Der Name erklärt sich durch die Tatsache, daß die zuerst erkannten Repräsentanten dieser Gruppe — sie gehörten zu den linksrheinischen »Melaphyren« — einen eisenarmen Bronzit führten, der überhaupt hier häufiger zu sein scheint, als der eisenreiche Hypersthen. Sie wiederholen strengstens alle Erscheinungen, die bei den Hypersthen-Andesiten beschrieben wurden und zeigen im frischen Zustande fast ausschließlich die charakteristische hyalopilitische oder pilotaxitische Struktur. Ihre wasserreiche Glasbasis (Pechsteinglas) ist um so tiefer braun, je größer ihre Menge ist; mit abnehmender Menge lichtet sich die Farbe zu hellem Gelb und bis zu vollkommener Farblosigkeit. Diese Basis verliert durch Verwitterung ihren Wassergehalt und wird zu einem allotriomorph-körnigen, mikro- bis kryptokristallinen Aggregat, das sich als ein durch Chlorit grün,

durch Limonit braun bis rot gefärbtes Gemenge von Feldspat und Quarz oder von Feldspat allein darstellt.

Als einen typischen Repräsentanten dieser Gesteinsform kann man, von den oben erwähnten Klausener Vorkommnissen absehend, die von Joh. Petersen und J. J. H. Teall beschriebenen Deckengesteine der Cheviot Hills im oberen Flußgebiet des Alwin an der Grenze von England und Schottland betrachten, welche diskordant über silurischen Grauwacken liegen und von unterkarbonischen Schichten überlagert werden, die z. T. aus Konglomeraten der Porphyrite bestehen. Danach gehören diese, von Tuffen und Porphyriten anderer Familien begleiteten Enstatitporphyrite wohl ebenso, wie die benachbarten Porphyrite der Pentland-, Ochil- und Sidlow-Hills, der Eruptivperiode des lower old red in Schottland an. Der Feldspat dieser Gesteine entstand in wenigstens zwei, vielleicht drei verschiedenen Perioden; die Einsprenglinge der ersten Generation, welche stets die Albit-, oft auch die Periklinzwillingsstreifung besitzen, gehören dem Labradorit an; sie sind sehr nahezu Ab_1An_1. Zonare Struktur und Glaseinschlüsse sind verbreitet. Die schmal und lang oder kurz und breit leistenförmigen, ebenfalls zwillingsgestreiften Feldspate der zweiten Generation scheinen der fast stets ihrer Längsrichtung parallelen Auslöschung nach Oligoklas zu sein. Sehr schmale ungestreifte und quadratische Querschnitte gebende Mikrolithe von Feldspat bilden vielleicht eine dritte Generation. Chemische Korrosion der älteren Feldspate ist nicht selten. Die oft im Zentrum beginnende Verwitterung der Einsprenglinge liefert Kaolin und Calcit. — Von den Pyroxenen ist der analytisch als Bronzit festgestellte rhombische Pyroxen älter als der Augit, der oft mit ihm parallel verwachsen ist. Die Bronzite verwittern leicht zu Mineralien der Chloritgruppe mit Karbonaten und etwas Epidot; etwas schwieriger erfolgt der gleiche Vorgang bei den Augiten. Die rhombischen Pyroxene sind nur in einer ersten intratellurischen Generation vorhanden, die monoklinen erscheinen außer dieser in einer jüngeren Generation, welche oft in gegabelten Mikrolithen ausgebildet ist. — Der Apatit, Magnetit und Eisenglanz, sowie etwas Zirkon, bilden die ältesten Ausscheidungen aus dem Magma. Biotit und Amphibol fehlen durchaus; aber der Enstatitporphyrit wird von Gängen eines roten Glimmerporphyrits durchsetzt. — Auf Klüften und in Mandelräumen des Enstatitporphyrits haben sich Opal, Chalcedon und Chlorit abgesetzt.

Mit diesen Gesteinen der englischen Seite der Cheviots stimmt genau überein ein Vorkommen von Cudden's Tucks in Roxburgshire auf der schottischen Seite, welches ich der Freundlichkeit des Herrn Peach in Edinburgh verdanke. —

Eine etwas andere Form der Enstatitporphyrite stellen die von Durham und Judd beschriebenen, ebenfalls devonischen oder höchstens karbonischen Vorkommnisse der Gegend von Newport in Fifeshire dar; Durham meint, sie bildeten necks, während Judd sie für Ströme ansieht. Die Struktur ist ähnlich derjenigen mancher Basalte. In einer

oft nahezu holokristallinen Gesteinsmasse aus fluidal geordneten Plagioklasleisten liegen Kristalle und Körner von verhältnismäßig viel Augit und weniger Enstatit. Die Gesteinsbasis bildet nur schmale Streifen zwischen den Feldspatleisten. Doch hat sich auch hier die normale Struktur gelegentlich entwickelt; die Grundmasse stellt dann einen glasgetränkten Mikrolithenfilz dar, wie bei den typischen Andesiten. Die Augite sind in zwei Generationen ausgebildet, Feldspateinsprenglinge von intratellurischem Ursprung fehlen durchweg. Der übrige Mineralbestand ist wie allenthalben. Akzessorisch wird Biotit erwähnt. Das ist die den Labradoriten der französischen Petrographie entsprechende Ausbildungsform, wie sie oben von den Antillen angeführt wurde.

Die von Watts beschriebenen Enstatitporphyrite der Breidden Hills scheinen nicht frisch zu sein. Die Grundmasse besteht offenbar vorwiegend aus Feldspat und scheint derjenigen der sekundär devitrifizierten Cheviotgesteine zu entsprechen. Die Einsprenglinge sind Plagioklas, Bronzit und Augit, spärlich Hornblende und ausnahmsweise Biotit. Diese Porphyrite treten in Verbindung mit Tuffen und kambrischen Schiefern am Moel y Golfa zwischen Shrewsbury und Welshpool auf. Nach der Abbildung bei Lapworth und Watts (l. c.) haben diese Gesteine mehr die Struktur der Labradorporphyrite. — Hypersthenporphyrite aus dem Arenig-Horizont in z. T. silifiziertem Zustande bespricht Fearnsides vom Arenig Fawr und Moel Llynfnant. Sie werden in höheren und tieferen Horizonten von Augitporphyriten begleitet, die z. T. in Melaphyre übergehen und von Hornblende-Porphyriten in den mittleren Lingula Flags.

Mit den Cheviotgesteinen durchaus idente Ausbildungsformen der Enstatitporphyrite sind in dem oberkarbonischen sogenannten Grenzlager des Nahegebietes, und zwar vorwiegend in der mittleren Abteilung desselben nach Lossen recht verbreitet. Dieselben scheinen hier eine vermittelnde Stellung zwischen Glimmer- und Hornblendeporphyriten einerseits, Augitporphyriten und Melaphyren andererseits einzunehmen. Dem entspricht das Auftreten enstatit- und augitführender Glimmerporphyrite, wie oben erwähnt, und das Schwanken zwischen den relativen Mengen von Augit und Bronzit, sowie das akzessorische Eintreten von Olivin nach der andern Richtung. Recht häufig ist in diesem Gestein die nesterartige Kumulation der älteren intratellurischen Einsprenglinge, die beinahe vollständige Auskristallisation der Grundmasse zu einem glasdurchtränkten Mikrolithenfilz. Bei den bisher erwähnten Vorkommnissen nicht beobachtet ist die Entwicklung einer fast rein hypidiomorph-körnigen Struktur, so bei Reidscheid an der Straße nach Oberkirchen. Neben manchen andern Fundorten gehören hierher Gesteine vom Steinernen Mann bei Wolfstein, Waldrand an der neuen Chaussee Lichtenberg-Baumholder, Salzmühle bei Dreisbach an der Saar, Castel bei Prims an der Straße nach Mettweiler, Reichweiler, Burgsponheimer Mühle, Welschberg, Namborn, Erzweiler Mühle. In den nicht ganz frischen Gesteinen ist der stets wenig intensiv ge-

färbte, wohl dem Bronzit und Enstatit zugehörige rhombische Pyroxen zu Bastit oder Chlorit, beziehungsweise Serpentin umgewandelt. Das Eisenerz ist vorwiegend Magnetit und nicht gerade sehr reichlich vorhanden. Hierher sind auch wohl die von LEPPLA aus dem SO.-Flügel des pfälzischen Sattels beschriebenen Porphyrite (Augitporphyrite) zwischen Winnsweiler und Schweisweiler zu stellen. — Ein mehr dem Tholeiit als dem Enstatitporphyrit nahestehendes Vorkommen scheint dasjenige vom Stolzenfels (die Karten geben diese Lokalität nicht an, benennen aber ein Melaphyrvorkommen als Störzelberg) bei Wolfstein. Plagioklas, Augit und Bronzit mit Ilmenit und Magnetit verweben sich in doleritisch grobem Korn und klemmen einzelne keilförmige Partien einer vorwiegend aus Feldspatmikrolithen und Sphärokristallen bestehenden Grundmasse zwischen sich ein.

In Thüringen würden nach der Beschreibung von E. E. SCHMID dessen Melaphyre vom Schneidemüllerskopf, bekanntlich der typische Melaphyr von v. RICHTHOFEN, u. a. O. zum Enstatitporphyrit gezogen werden müssen. Die mir bekannt gewordenen Handstücke aus der Ilmenauer Gegend lassen sicher durch Resorption verschwundenen Biotit als ursprünglich vorhanden erkennen. Die Grundmasse ist auch hier ein von Glas durchtränkter Filz von schmalen Feldspat- und Augitmikrolithen mit oft sehr ausgeprägten Fluidalphänomenen. — Eine eigentümliche Stellung nimmt ein Enstatitporphyrit aus Schacht 23 von Grossörner bei Hettstädt dadurch ein, daß der allerdings fast durchweg zu Bastit und Serpentin gewordene Enstatit anscheinend nicht von Augit begleitet wird. Die an braunem Glase reiche Grundmasse zeigt sehr schöne Fluidalordnung der Plagioklasleistchen.

Auch unter den postgranitischen, N.-S. streichenden, von LOSSEN Melaphyr, von STRENG schwarzer Porphyr genannten Ganggesteinen des Harzes aus der Umgebung von Elbingerode und Wernigerode sind Enstatitporphyrite in vorzüglich schöner Ausbildung und mit mannigfacher Struktur recht verbreitet. Durch äußerst kryptomere, wohl sekundär allotriomorph-körnige Grundmasse, in welcher die zierlichsten, graubraun durchsichtigen Täfelchen von Titaneisenglimmer liegen, ist ein Vorkommen vom Henkersberge bei Wernigerode, durch hohen Reichtum an sehr frischem Bronzit bei auffallend grobkörnig holokristallin-porphyrischer Struktur sind manche Repräsentanten dieser Gruppe aus dem Mühlental bei Elbingerode bemerkenswert. Die letztgenannten basisfreien Gesteine, in denen der Bronzit auch parallel mit braunem Diabasaugit verwachsen vorkommt, erinnern durch einen Gehalt an freiem Quarz und durch granophyrische Quarz-Feldspat-Aggregate an die Klausener Quarznorite. Andere Handstücke derselben Lokalität führen eine globulitisch-gekörnelte Basis und sind dann stets quarzfrei. In demselben System von Gangspalten treten sonst Augitporphyrite und olivinführende Augitporphyrite auf. Die saure Gangform dieser Gesteine wurde oben S. 1009 als Quarzhypersthenporphyrit angeführt.

Michel-Lévy beschreibt diesen Typus aus der Gegend von Figeac, Planiol und Gaillot; er gibt Bronzit auch als Grundmassegemengteil an.

Endlich begegnen wir dem Enstatitporphyrit unter den basischen Eruptivgesteinen der alpinen Trias. Seiner mineralogischen Zusammensetzung und seiner Struktur nach scheint mir hierher jedenfalls ein von Lepsius zu seinem »Nonesit« gestelltes Deckengestein zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit am Paß zwischen Monte Cevelino und Monte Scandolara bei Recoaro zu gehören. Die Einsprenglinge sind die normalen, ein wohl zum Labradorit gehöriger Plagioklas, Bronzit und grüner Augit nebst Magnetit und Apatit; die Grundmasse besteht aus einer zweiten Generation von idiomorphen Feldspatleisten und Augit und einem sekundär allotriomorph-körnigen Aggregat von Feldspat, welches diese und die Einsprenglinge verkittet. — Vielleicht gehört auch hierher der mir nur durch Lepsius' Beschreibung bekannte Nonesit vom Monte Sumano im Tretto bei Schio, welcher in dem gleichen Horizonte auftritt, und ein Vorkommen aus dem Val Mercanti. Diese alpinen Enstatitporphyrite scheinen nicht so sauer zu sein wie die übrigen und bilden eine vermittelnde Gruppe zwischen den typischen Gliedern dieser Reihe und zwischen enstatitführenden porphyrischen Äquivalenten der Gabbro- und Diabasreihe. — Der Nonesit Lepsius' von der Mendola ist ein normaler Melaphyr.

Unter den Porphyriten des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Val Sesia, in denen der dunkle Gemengteil nur selten noch frisch genug ist zu genauer Bestimmung, gibt Käch Hypersthenporphyrite von Ponte Fornetta nördlich Angera an. Ferner sind Augitporphyrite und Glimmerporphyrite sicher nachweisbar. Sie stimmen darnach gut mit den schwarzen Porphyren von Lugano und sind, wie diese, älter als die sie begleitenden roten Quarzporphyre. Ihre Struktur ist z. T. pilotaxitisch, z. T. orthophyrisch, z. T. sekundär allotriomorph-körnig bis mikropoikilitisch bei ursprünglich glasiger Natur der Grundmasse. Quarzeinsprenglinge kommen in den Porphyriten dieses Gebietes nur sehr vereinzelt vor.

Nach C. v. John sind die von Bukowski gesammelten und ihrem Alter nach triadischen Eruptivgesteine, die sich von Pastrovicchio über ganz Spizza bis nach Antivari hinziehen, in den untersuchten Proben hyalopilitische bis vitrophyrische Enstatitporphyrite. Ihre Tuffe gehören dem Niveau der Wengener Schichten an.

Rosiwal beschreibt den Typus Enstatitporphyrit und Olivin-Weiselbergit aus dem Cambrium von Tejřovic in Böhmen.

Twelvetrees und Petterd untersuchten unfrische Enstatitporphyrite aus dem Heazlewood-Distrikt in Tasmanien.

Augitandesite und Augitporphyrite. — Wie aus früher Gesagtem hervorgeht, sind hier unter dem Namen Augitandesit nicht alle jüngeren effusiven Plagioklasaugitgesteine verstanden, sondern nur die saueren, welche in ihrer Struktur den übrigen Andesiten, zumal den Hypersthenandesiten parallel stehen. Ihre älteren Äquivalente sind ganz vorwiegend

in dem Weiselbergit-Typus der Augitporphyrite zu suchen. Man hat dieselben vollständig charakterisiert, wenn man sie Hypersthenandesite nennt, deren rhombischer Pyroxen gänzlich durch monoklinen verdrängt wurde. Die nahe genetische Beziehung zu den Biotit- und Amphibolandesiten wird auch hier durch die nicht seltene Anwesenheit von Resten dieser Mineralien in mehr oder weniger vollendeter Umbildung zu Magnetit-Augit-Aggregaten dargetan. Sie kommen fast ausschließlich im rein andesitischen, also hyalopilitischen, oder vitrophyrischen Typus vor. Übergänge in trachytoide Formen fehlen nicht, sind aber seltener als diejenigen in basaltische. Nach dieser Richtung hin weist auch die Häufigkeit des Olivins als Übergemengteil. Wo Hypersthenandesite in größerer Entwicklung vorhanden sind, da pflegen auch die Augitandesite nicht zu fehlen; oft vermitteln sie zwischen diesen und den Basalten. Seltener sind sie mit Basalten allein verknüpft, und besonders in solchen Gebieten sind die Grenzen gegen Basalte nach Struktur und Zusammensetzung schlecht zu ziehen.

Typische hyalopilitische Augitandesite finden sich unter den Schemnitzer Vorkommnissen spärlich, reichlicher im Archipel von Santorin, bei Balakalessa in der Troas, bei Youm Bournoum in Anatolien, in den Anden (Punin zwischen Riobamba und Chimboraço, an der Südküste von Veragua, am Chiriqui), in Mexiko (hierher gehört das durch seinen schönen Tridymit bekannte Gestein von Pachuca, in welchem ein anscheinend aus Eisenerzen hervorgegangenes, in langen, fuchsroten Säulchen kristallisierendes Mineral von sehr winzigen Dimensionen mit paralleler Auslöschung und positivem Charakter der mit der Prismenachse zusammenfallenden Elastizitätsachse, sehr hohem n und starker Doppelbrechung verbreitet ist, welches man nur für Rutil halten muß), auf den Cyaneen bei Konstantinopel, vom Palandokän, Dumlidagh und Pasin in Armenien (nach Becke), und auf den Sunda-Inseln, sowie auf den Aleuten (hier z. T. ohne intratellurische Einsprenglinge).

Solche mit Übergängen in basaltische Strukturformen (die »Labradorites« der Franzosen) liefert in großer Schönheit der Sunda-Archipel, von wo sie besonders durch Verbeek und Behrens eingehend beschrieben wurden (der akzessorische Olivin ist bisweilen, so am Goenoeng Api auf Banda, in Hämatit umgewandelt). — Z. T. hypersthen- und olivinhaltige, eigentümliche Augitandesite beschreibt H. Bücking von mehreren Punkten der Batak-Hochfläche, vom Toba-See und von Sinabun in Sumatra. Die vom letztgenannten Fundorte nähern sich durch ihren Gehalt an Sanidin den Kalk-Alkalitrachyten und werden von Bücking Trachyt-Andesite genannt. Die Dacite und Andesite dieses Gebietes haben lateritische Umwandlung erfahren, doch fand Bücking, daß der Laterit hier nicht oder nur zum kleinen Teil aus Hydrargillit und Eisenhydroxyd, sondern vorherrschend aus Al-Silikaten bestehe. Für die Einzelheiten muß auf die Arbeit selbst verwiesen werden.

Aus der Literatur sind besonders zu erwähnen die Mitteilungen von Kreutz über vitrophyrische saure Augitandesite von Fortance Stane.

und über auswürflingsartig im Tuff des Kamen Verch im Smrkouz-Gebirge vorkommende, rein körnige Varietäten (darunter quarzführende und solche mit Anorthit), von SCHAFARZIK über die Vorkommnisse von den südwestlichen Ausläufern des Cserhat-Gebirges NNO. von Budapest (ihre Feldspateinsprenglinge sind Anorthit, sie sind z. T. olivinführend). — Normale Augitandesite mit stark pleochroitischem Augit beschreibt OEBBEKE von den Philippinen (Halbinsel Marivelles, Monte Binay, Berge S. von Batangas). — SCHROEDER VAN DER KOLK untersuchte Augitandesit-Mandelsteine mit sehr mannigfach ausgebildetem Augit von der Molukken-Insel Serau. — NAUMANN (Z. D. G. G. 1877. XXIX. 370) beschreibt holokristalline Augitandesite des Vulkans Ooshima in der Bucht von Yeddo (neben Labradorit findet sich Sanidin als Einsprengling), KOTO trachytoide Augitandesite der Provinz Izu und der Gegend von Tokio, vitrophyrische aus der Provinz Kozuka, JOH. PETERSEN hyalopilitische und vitrophyrische von Sulphur Island, 24° 28′ n. Br. und 141° 13′ ö. L. von Greenwich (sie enthalten nach der Beschreibung Augite mit Sanduhrform ohne optische Differenz der Felder, also auch ohne chemische Differenz) und von den Inseln Hachijo, südl. Tokio, 36° 6′ n. Br., 139° ö. L. und Mijakeshima, 34° 4′ n. Br., 139° ö. L. — WICHMANN schildert vitrophyrische Vorkommnisse und Aschen von Ninafou, BLAAS solche vom Berge Kenarigird in Persien, die in einer allotriomorph-körnigen Grundmasse von Plagioklas, grünem Augit, etwas Biotit und Magnetit nur Einsprenglinge von Plagioklas enthalten. — v. DRASCHE und VÉLAIN untersuchten Augitandesitlaven und Auswürflinge der Insel Bourbon, letzterer auch solche von St. Paul, deren Feldspat Anorthit war.

Gangförmige Augitandesite treten zusammen mit solchen von Trachyt in den Gebieten von Sleat und Broadford auf der Insel Skye auf. Sie haben vorwiegend eine hyalopilitische Struktur, die durch Vorherrschen der Glasbasis ins Vitrophyrische bis zu echten Augitandesitpechsteinen führt. In einem glasarmen Gang 1,5 miles O. von Sleat sind kleine Mandelräume teils von Chalcedon und andern sekundären Bildungen, teils von verwobenen Oligoklasleistchen mit zersetzten Augitmikrolithen und einem Cäment ausgefüllt, welches als verändertes Glas angesehen wird. Das erinnert an analoge Erscheinungen bei manchen Minetten und an Beobachtungen von J. J. H. TEALL (Geol. Mag. 1889. 481) an einem Andesitgange von Tynemouth, von JUDD (Q. J. G. S. XLVI. 378. 1890) an ebensolchen von Ardnamurchan und von SOLLAS (Proc. Roy. Dublin Soc. 1893. VIII. 93) von Barnesmore in Donegal. Es wird angenommen, daß in diese Mandelräume am Schluß des Verfestigungsvorganges des Gesteins Reste des noch flüssigen Magmas transfundierten und darin zur Kristallisation gelangten. — In einem der Augitandesitpechsteine, die den Granitit des Glamaig durchsetzen, wurden optisch positive Sphärolithe und Axiolithe ohne radialstrahlige Struktur beobachtet; HARKER denkt sie sich aufgebaut aus tangential geordneten optisch negativen Feldspatleistchen.

Nicht unähnlich diesen Augitandesiten von Skye sind nach Mineralbestand und Struktur gewisse isländische Vorkommnisse, die von R. Bréon eingehend beschrieben werden. Sie zeigen gleichfalls die häufigen Übergänge in Pechsteine und die nahen Beziehungen zu quarztrachytischen Typen. Neben trachytoiden Formen, die in mikrolithischer Grundmasse aus Oligoklas mit etwas Labradorit und Augit Einsprenglinge von Labradorit führen (Stikkisholmr u. a. O. im westlichen, Sandakrog im nördlichen Island) und auch in vitrophyrischer Facies mit nadelförmigem Augit und gegabeltem Feldspat auftreten (Hengildalr), werden saurere Formen vom Kaldalr besprochen, deren Einsprenglinge zum Oligoklas oder Anorthoklas gehören, während die Grundmasse aus Oligoklas, wenig Augit und Magnetit in einer, bisweilen zu Tridymit umgewandelten, auch Opal-Sphärolithe führenden Glasbasis besteht. Hyaline, in Liparit übergehende Typen werden von Akrureyri und Husafjäll, perlitische vom Laugarfjäll erwähnt. Die älteren Ausscheidungen des letztgenannten Gesteins sind Augit und ein nach Damour's Analyse zum Albit oder Anorthoklas gehöriger Feldspat.

Törnebohm fand Pseudobrookit in Augitandesiten von der Beringstraße. — Nach Geo. F. Becker treten Augitandesite in Südalaska am Kap Douglas, Balkofsky und auf den Inseln Unga, Popof und Amaknak auf. — Amerikanische Augitandesite aus den süd- und zentralamerikanischen Anden (z. T. mit Quarz) beschreiben Gümbel und Esch, letzterer vom Mojanda, Imbabura, Curilche, Cusin und dem Angochagua-Gebirge in der ecuatorianischen Ost-Cordillere, zentralamerikanische (von Panama) mit Annäherung an die Basalte, und ihre Aschen Diller, von Mill Creek am Mount Hood Kloos (die Plagioklase bilden keine Viellinge, sondern nur Zwillinge). Es ist überhaupt nicht selten bei Pyroxenandesiten, daß die Plagioklase des polysynthetischen Baus entbehren.

Tschermak und Lagorio beschrieben Augitandesite des Kaukasus. Die Quarzkörner in Vorkommnissen vom Kasbek und Elburs hält Tschermak für fremde Einschlüsse. — Typische hypersthenfreie Augitandesite aus dem Kaukasus lernte ich kennen von Abúl, vom Dorfe Ketanlú am Arpatschai, von Semonlethi an der Georgischen Militärstraße und von Atzchur am Wege von Borjom nach Achalziche.

Zwischen Hypersthenandesiten und Basalten schwanken die von Bucca untersuchten Augitandesite von Lipari. Zu dem normalen Bestande gesellen sich sowohl Hypersthen, wie Olivin. Die verbreitetste Ausbildungsform der Grundmasse ist eine hyalopilitische, doch sind die Augite nicht idiomorph, sondern sie bilden eckige bis rundliche Körner. Die bald farblose, bald gelblich bis bräunlich gefärbte Glasbasis ist oft voll von Mikrolithen. Durch Zunahme der Glasbasis entstehen vitrophyrische Typen (andesiti a massa porfirica), durch Zurücktreten dieser und Entwicklung zahlreicher sehr kleiner Feldspatmikrolithe mit zwischengeklemmten Augit- und Magnetitkörnern bilden sich trachytoide (andesiti a massa microlitica), und durch weiteres Sinken der Dimen-

sionen der Grundmassegemengteile scheinbar mikrofelsitische Formen (andesiti a massa petrosilica). — Ähnliche Verhältnisse finden sich bei Augitandesiten von Vulcano.* — Bucca stellt ferner zu den Augitandesiten die von Abich als Trachydolerite, von vom Rath als Trachyte bezeichneten Gesteine vom Monte Santa Croce bei Roccamonfina. Biotit, Augit und bis an den Rand mit Interpositionen erfüllter Plagioklas liegen in wesentlich mikrolithischer Grundmasse. Die Gauverwandtschaft spricht unbedingt für die Deutung, die Abich und G. vom Rath diesen Gesteinen geben.

Carmeloit nannte Lawson einen Augitandesit, dessen Olivin eine besondere Art der Umwandlung erfahren hat, welche unten bei den Melaphyren beschrieben werden wird. Es entsteht hierbei eine homogene Pseudomorphose, welche von Lawson Iddingsit genannt wurde und welche den mineralogisch charakteristischen Gemengteil darstellen sollte. Diese Olivinpseudomorphosen erscheinen als Einsprenglinge und in der Grundmasse und ersetzen in manchen Vorkommnissen bis zu großem Prozentsatz den Augit. Das Gestein tritt an mehreren Punkten in der Umgebung der Carmelo-Bucht, südlich der Bucht von Monterey an der kalifornischen Küste auf.

Als Mijakit hat Joh. Petersen ein mattrotbraunes augitandesitisches Gestein von der Insel Mijakeshima (34° 4′ n. Br., 139° ö. L. von Greenwich) beschrieben, dessen Einsprenglinge Bytownit und Augit nebst spärlichem Biotit, Hypersthen und Apatit sind. Die intersertalstruierte Grundmasse baut sich auf aus Magnetitoktaëdern, Feldspatleistchen und wenig durchsichtigen rotbraunen Kriställchen eines Pyroxens. Derselbe zeigte zwei ungleiche Blätterdurchgänge, die sich angenähert unter rechten Winkeln schneiden, und schwachen Pleochroismus. Das isolierte Pulver ließ an keinem Kriställchen gerade Auslöschung wahrnehmen; sie war allenthalben schief unter wechselnden Winkeln, die bis zu 43° anstiegen. Daraus wurde auf einen triklinen Pyroxen geschlossen und da die Analyse des Gesteins einen ungewöhnlichen Gehalt an MnO (1,45%) ergab, der wohl nur diesem Pyroxen angehören konnte, so charakterisierte Joh. Petersen den Mijakit als einen Mangan-Augit-Andesit.

Nach der von Sekiya und Kikuchi mitgeteilten Analyse (mit 1,40 bezw. 1,80% Mn_3O_4) könnte man auch in den Hypersthen-Andesiten des durch seine furchtbare Explosion vom 15. Juli 1888 bekannten Vulkans Bandai-San im Distrikt Yama der Provinz Iwashiro in Nordjapan Mijakite vermuten.

Die andesitischen Gesteine sind ebenso wie die liparitischen und dacitischen einer vorwiegend glasigen Ausbildung fähig. Solche Aus-

* Mercalli gibt aus olivinführenden Augitandesiten von Vulcanello auf Vulcano isotrope Einsprenglinge an, die er als Nosean deutet. Das gibt im Zusammenhang mit der Entdeckung des Leucits in liparischen Gesteinen durch Bäckström (G. F. i Stockholm Forhdl. 1896. XVIII. 155) zu denken und eine Revision der systematischen Stellung der liparischen Eruptivgesteine ins Auge zu fassen.

bildungsformen mögen allgemein als **Hyaloandesite** zusammengefaßt werden. Dieselben sind durch die vitrophyrischen Andesite mit den normalen und holokristallinen Typen verbunden, und erweisen sich auch geologisch mit ihnen verknüpft. Das Charakteristische derselben liegt in dem vollständigen Fehlen oder doch der unbedeutenden Entwicklung von intratellurischen Einsprenglingen und von Bildungen der Effusionsperiode. Durch Anwachsen der ersteren bilden sich die gewöhnlich als Obsidian-, Pechstein- usw. Porphyre bezeichneten vitrophyrischen Andesite, durch bedeutendere Entwicklung der letzteren gelangt man zu den normalen hyalopilitischen und pilotaxitischen Andesiten. — Eine scharfe Absonderung der Hyaloandesite von den hyalinen Formen der Liparite, Trachyte und Dacite ist bisher nicht durchgeführt und ohne weiter ausgedehnte chemische Arbeiten oft auch kaum möglich. Immerhin läßt sich aus der vorhandenen Summe von Erfahrungen erkennen, daß Andesitpechsteine, Andesitperlite, Andesitobsidiane und Andesitbimssteine vorkommen, und daß dieselben sich von den gleichen Ausbildungsformen der übrigen jüngeren Effusivgesteine von höherem Kieselsäuregehalt nur durch die Natur ihrer Einsprenglinge und auch durch diese, wie an früherer Stelle auseinandergesetzt wurde, nicht immer unterscheiden. Als Beispiel solcher Hyaloandesite mögen dienen ein von Verbeek beschriebener, an sphärolithischen Gebilden reicher und in Sphärolithfels übergehender Amphibolandesitpechstein von Javas 1^te^ Punt und ein Augitandesitpechstein von Chomi im Kaukasus (nach Becke), Perlite von Balos (Santorin) und von der Schlucht Schurdó im Kaukasus, der erste ein Amphibolhypersthen-, der zweite ein Hypersthenandesit, Obsidiane von Nevada (Hypersthenandesit), Listanera und Vulcano (Augitandesite) und vom Soganly Plateau im Kaukasus (Augitandesit, Becke), sowie Bimssteine von Akrotiri (sie gehen in Perlite mit negativ doppelbrechenden Glaskugeln über und führen in großer Menge kleine mikroskopische Kriställchen, welche anscheinend die Form R . 0R haben und starke positive Doppelbrechung besitzen, so daß selbst die kleinsten das Interferenzbild mit einem oder zwei Ringen zeigen; es ist nach Fouqué's Bestimmung Alunit). Cohen beschreibt als Amphibolandesit-Bimsstein die Lava des Ilopango-Sees, Republik Salvador, vom 20. Januar 1880, und Augitandesit-Bimssteine, welche im Mai 1878 zwischen Neu-Britannien und Neu-Irland aufgefischt wurden, und wahrscheinlich vom Februar-Ausbruch des Jahres 1878 in der Blanche-Bay herrühren, sowie solche von den Sandwich-Inseln, welche sich durch eigentümliche Phänomene der Doppelbrechung in dem lichtgrauen Glase auszeichnen. — Oebbeke bespricht Amphibolandesit-Bimssteine von Magalang, Philippinen, und Waller solche eines Amphibol-Hypersthenandesits von der westindischen Insel Monserrat. — Auch die zu Häupten dieses Kapitels angeführten Arbeiten über andinische Andesite und solche der Vereinigten Staaten enthalten mehrfach Beschreibungen von Hyaloandesiten.

Die **Augitporphyrite** sind sehr viel länger Gegenstand geologisch-

petrographischer Untersuchungen gewesen, als die Augitandesite, zu denen sie eine vollständige Parallele bilden. Es hat das seinen Grund darin, daß die Augitporphyrite im weitesten Sinne eine große Verbreitung in Deutschland, d. h. demjenigen Lande haben, in welchem petrographische Untersuchungen von jeher eifrig kultiviert wurden. Wir begegnen den Augitporphyriten in dem hier damit verbundenen Sinne in den Ergüssen der Kulm-, Karbon- und Permformation, und je nachdem diese Formationen ungestört liegen, oder mehr oder weniger stark gefaltet sind, ist der Habitus chemisch sonst ganz gleicher Gesteine ein sehr verschiedener. So kommt es, daß man eine Reihe von Typen unterschieden hat, die stofflich sehr nahe verwandt und nur habituell unähnlich sind. Was hier als Augitporphyrit zusammengefaßt wird, ist zum größten Teile eingeschlossen in dem Melaphyr der älteren Petrographie. Es hat z. T. zur Fixierung des alten Melaphyrbegriffs gedient. Die Unmöglichkeit genauerer Mineralbestimmungen vor Einführung des Mikroskops bedingt es, daß sehr Heterogenes zusammengefaßt wurde. Als dann mit der mikroskopischen Methode eine sichere Diagnose des Mineralbestandes gegeben war, hat man diese als klassifikatorisches Moment vielfach überschätzt und die chemische Konstitution über Gebühr vernachlässigt, ein Unrecht, dessen ich mich selbst in dieser Gruppe schuldig gemacht habe. Hier haben nun besonders Lossen's Untersuchungen im Saar-Nahe-Gebiet auf den richtigen Weg zurückgeführt. Ich wiederhole, um Irrtum auszuschließen, die Bestimmung des Augitporphyritbegriffs dahin, daß ich darunter diejenigen paläovulkanischen Effusivformen dioritischer Magmen (H. R., Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1889. XI. 144) verstehe, welche durch die Einsprenglingskombination eines Kalknatronfeldspats mit Augit ohne Rücksicht auf das Fehlen oder Vorhandensein von Olivin charakterisiert und daher in jeder Beziehung mit Ausnahme des geologischen Alters den Augitandesiten gleichwertig sind.

Was in der älteren Literatur Augitporphyrit heißt, gehört zum allergrößten Teile zu den Melaphyren, d. h. zu paläovulkanischen Ergußformen von Gabbromagmen.

Den Charakter der hyalopilitischen und pilotaxitischen Augitandesite wiederholt bis zu absoluter Ununterscheidbarkeit ein von mir als Weiselbergit bezeichneter Typus, welcher deckenartig im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes, und zwar nach Lossen in der mittleren Zone dieser großen Effusivmasse auftritt. Bei normaler Ausbildung liegen spärliche intratellurische Einsprenglinge von glasigem Plagioklas und hellgrünem Augit, der bisweilen von vereinzelten Bronzitkriställchen begleitet wird (Auf der Platt bei Aulenbach), nebst etwas Eisenerz und Apatit in einer hyalopilitischen Grundmasse. Der Augit hat oft einen schwachen Pleochroismus, ähnlich demjenigen der Hypersthene. Die Einsprenglinge aggregieren sich gern zu Gruppen und Nestern und sind oft zerbrochen. Die Menge der einsprenglingsartigen Feldspate und besonders der Pyroxene kann so gering werden, daß sie einzelnen Präparaten

vollkommen fehlen (östlich von Börnershof bei Namborn). Die Grundmasse besteht aus zahllosen, schmal leistenförmigen, zwillingsgestreiften, oft gabelförmig endenden, auch wohl trichitisch gebogenen Feldspatleistchen in häufig fluidaler Anordnung und reichlichen idiomorphen Augitsäulchen, an welche sich gern Magnetitkörnchen ansetzen, in einer bräunlichen bis gelblichen Glasbasis. Wo in dieser Glasbasis eine dritte kristallitische Generation von Augit in mancherlei Wachstumsformen entwickelt ist, bleicht sie sich zum graulich Gelben oder wird ganz farblos. Sie ist stets globulitisch gekörnelt, die Globulite sind bräunlich durchscheinend und um jeden Globulit, wie um die jüngeren Augite, findet sich ein gebleichter Wachstumshof, der bezeichnenderweise nicht um die intratellurischen Augite wahrnehmbar ist. Zur Zeit ihrer Entstehung war das Magma eben noch hinreichend flüssig, um durch Diffusion lokale Substanzveränderungen auszugleichen. Eine schlierige Verwebung dieses Glaskittes mit mikrofelsitischen Strähnen kommt gelegentlich vor. Durch weitgehende kristalline Differenzierung der Glasbasis verdichtet sich der Mikrolithenfilz mehr und mehr bis zur fast oder ganz vollständigen Verdrängung derselben. Die Struktur geht dann in die pilotaxitische über. Gesteine dieses Typus finden sich, um einige Beispiele zu erwähnen, am Weiselberge bei Oberkirchen, $^1/_4$ Stunde von Freisen am Wege nach Hahnweiler, Feldweg vor dem Walde 10 Minuten SW. Roschberg, linke Talseite östlich von Bornerhof, südlich von Eckersweiler am Waldrande, Auf der Platt bei Aulenbach, bei Niederbrombach (hier mit kugliger Absonderung und variolitischer Ausbildung), Piusweiler u. a. O.

Der Weiselbergittypus tritt auch olivinhaltig in den Olivin-Weiselbergiten auf, doch wird der Olivingehalt nirgends beträchtlich; es ist charakteristisch, daß Bronzit vikarierend für den Olivin erscheint, und daß mit zunehmender Menge des nur einsprenglingsartig auftretenden Olivins die Menge des Augits, sowohl in den Einsprenglingen, wie in der Grundmasse entschieden abnimmt. Es können zuletzt recht augitarme Gesteine sich entwickeln. Die Bildung des Olivins erfolgt unmittelbar nach derjenigen der Erze (Magnetit) und des Apatits, geht derjenigen des eventuell vorhandenen Bronzits und Augits voraus. Soweit nicht Korrosionsphänomene eintreten, ist der Olivin vollkommen idiomorph. Die Grundmasse, deren Menge gegenüber den Einsprenglingen stets eine recht überwiegende ist, hat durchaus denselben Charakter, wie in den olivinfreien Gesteinen. Die Menge der Glasbasis kann bis auf schwer nachweisbare Häutchen abnehmen oder ganz verschwinden. Die Struktur des Gesteins ist also meist eine hyalopilitische, seltener eine pilotaxitische. Bei holokristalliner Differenzierung derselben wird sie nie hypidiomorph-, sondern panidiomorph-körnig. Die intratellurischen Einsprenglinge können bis auf die Erze, den Apatit und Olivin mehr oder weniger fehlen (Kreuznach), selbst die Bildung des Olivins kann in seltenen Fällen auf die Effusionsperiode beschränkt werden (Landeshut) und dieses Mineral ist dann oft schwer vom Augit

zu unterscheiden. — Als akzessorischer Gemengteil ist Biotit in Einsprenglingen gelegentlich reichlich vorhanden. — Fluidale Anordnung der Grundmasse-Feldspate ist sehr verbreitet. — Die Olivine sind oft stark zersetzt und nicht nur in Serpentin, sondern auch im Gemenge aus Karbonaten mit Limonit und Quarz oder Chalcedon, wie es scheint auch hie und da in Talk umgewandelt.

Hierher rechne ich von den Melaphyren des sogen. Grenzlagers im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebiets die Vorkommnisse auf dem Wege von Bosen nach Schwarzenbach, 20 Minuten von ersterem Orte (nur Olivin ist in älterer Generation, Augit, Bronzit und Feldspat in jüngerer Generation vorhanden), NW. von Thallichtenberg, Weg von Berschweiler nach Rohrbach, Dreisbach, Holzmühle bei Limbach, Bornerhof am Bahnübergange zwischen St. Wendel und Türkismühle, an der Brücke unterhalb Sötern, Steinerne Hecke links am Wege von Bosen nach Schwarzenbach, am Ausgang von Schwarzenbach nach Braunshausen, zwischen Körborn und Baumholder (neben Magnetit auch Hämatit vorhanden, wohl etwas Orthoklas in der Grundmasse), 5 Minuten W. von Reidscheid u. a. m.

Mandelsteinstruktur ist nicht gerade häufig, aber doch nicht ungewöhnlich. Die Mandeln sind gern langgezogen. Ganz frei von Einsprenglingen erscheint dieser Typus bei Kirn mit basisarmer hyalopilitischer Struktur. — Übergänge in vitrophyrische Formen kommen wie bei den Augitandesiten mehrfach vor, doch ist die Basis allenthalben mehr oder weniger mikrolithenreich.

Das stofflich Charakteristische des Weiselbergittypus liegt in der hohen Azidität der Grundmasse, der geringen Menge an alkalischen Erden und dem starken Herrschen des Natrons unter den Alkalien. Indessen fehlen auch nicht kalireichere Formen.

Der Weiselbergtypus kommt unter den niederschlesischen Melaphyren der Gegend von Landeshut, und auch hier zusammen mit Enstatitporphyriten vor. Fast oder ganz einsprenglingsfreie Formen scheinen verbreitet zu sein. Braune Hornblende erwähnt Coleman aus Melaphyr von Waldenburg. Der von demselben Verfasser aus dem Melaphyr vom Rosental bei Johannisberg angegebene Quarz in rundlichen Körnern mit radialgestellten Kränzen von zersetztem Augit und frischerem Amphibol dürfte doch wohl fremder Einschluß sein. Sehr glasreich wäre der geologisch mit den echten Melaphyren verknüpfte Weiselbergit von der Goldspitz bei Schönau; doch stimmt Analyse und spezifisches Gewicht nicht ganz mit der Beschreibung.

Soweit mir Proben vom Netzberg, Thieratal, Hohenstein, Rabenkopf und Wiegersdorfer Tal bekannt wurden, gehören auch die oft beschriebenen Ilfelder Melaphyre entschieden zum Weiselbergittypus. Sie sind im ganzen olivinarm, dagegen nicht selten reich an Bastit, der aus rhombischem Pyroxen hervorging, gelegentlich auch Biotit-führend. Die nahe Beziehung zu dem Weiselbergit gibt sich auch dadurch kund, daß gelegentlich schlierenartige Verwebung einer gelblichen Mikrofelsit-

ähnlichen Substanz mit normaler Glasbasis vorkommt (Wiegersdorfer Tal). Recht charakteristisch ist die Armut an Feldspateinsprenglingen und die nach (100) tafelförmige Gestalt der Augite. — Nach Wolff's Beschreibungen könnten die oft biotitreichen Melaphyre vom Eberhaidekopf, Reisigenstein, Schörtekopf, Finsterleite und Loibesberg bei Kleinschmalkalden in Thüringen diesem Typus nahestehen. In der Nähe der Stollnbachswand an der Straße nach Friedrichsrode beobachtete Wolff an der Grenze vom unteren Rotliegenden und Melaphyr einen kuglig abgesonderten Kohlensandstein, dessen eigentümliche Struktur der Einwirkung des Melaphyrs zugeschrieben wird. Die Struktur der Ilfelder Melaphyre ist durchweg hyalopilitisch, diejenige der genannten thüringischen Vorkommnisse läßt sich nicht mit voller Sicherheit aus der Beschreibung erkennen; die mitgeteilten Analysen stimmen nicht recht mit der Beschreibung.

Aus der Literatur ist der Weiselbergittypus deutlich wiederzuerkennen in den älteren Augitporphyriten des Flechtinger-Neuhaldenslebener Höhenzuges, NW. Magdeburg, nach Klockmann, während die jüngeren Augitporphyrite des Gebietes sich dem Labradorporphyrittypus sehr zu nähern scheinen. Silurische Weiselbergite von hyalopilitischer und pilotaxitischer Struktur und mit durch Chlorit und Delessit gefüllten Mandeln beschreiben Cantrill und Thomas von Llangynog, Caermarthenshire; ihre Feldspateinsprenglinge wurden als zwischen Andesin und Oligoklas liegend, die der Grundmasse als Oligoklas bestimmt. In einer andern Abart fehlen die Einsprenglinge fast vollständig und die dunkeln Gemengteile treten sehr stark zurück, so daß die große Hauptmasse des Gesteins aus Plagioklasmikrolithen (Oligoklas) besteht. Die Ergüsse dieser Gesteine werden von mächtigen Massen von Brocken- und Aschentuffen begleitet. An der Westseite des Dingle bei Llangynog tritt auch Hornblendeporphyrit auf. — Nach Szadetzky kommt dieser Typus bei Torockö in Siebenbürgen vor. — Auch unter den von O. Nordenskjöld beschriebenen präcambrischen Ergüssen im Gebiet von Elfdalen tritt er auf.

Zu den Olivin-Weiselbergiten gehören nach L. Milch und C. Schmidt die meisten Kärpf-Melaphyre der Glarner Doppelfalte, zumal im Bereich des Gandstock. Der Olivin derselben ist teils zu farblosem, eisenarmem und schwach doppelbrechendem, teils zu eisenreichem braunem, stark doppelbrechendem und pleochroitischem Serpentin geworden. C. Schmidt nennt das Mineral Bastit. Bei der Zersetzung wird die Glasbasis durch Limonit verdrängt, so daß man Feldspatleistchen in einer Limonitgrundmasse hat. Die ursprünglichen Mandelräume sind mit einheitlichen Karbonatkristallen, mit Chlorit und besonders gern mit Sericit erfüllt. Bald ist nur eines, bald mehrere oder alle diese Mineralien in einer Mandel vorhanden. Der Gebirgsdruck hat zunächst und wesentlich die Mandelausfüllungen beeinflußt; sie sind gestreckt und gebogen und die Karbonate zeigen Krümmung der Spaltflächen und Zwillingslamellen in oft sehr hohem Grade. Die Streckung der Mandeln geht parallel der

linearen Streifung auf dem Hauptbruch des geschieferten Gesteins; dazu senkrecht tritt eine subparallele Klüftung (longrain?) stark hervor. Diese gewinnt in einem Falle die Herrschaft und hier ist die Streckung der Mandeln senkrecht zur linearen Streifung des Hauptbruchs. — Am SW.-Abhang des Berglihornes ist ein etwas schiefriger, rötlich violetter Olivin-Weiselbergit aus abwechselnd rot- und dunkelvioletten Zonen denen spärlich und schmal graue Zonen zwischengeschaltet sind, zusammengesetzt. Die Olivineinsprenglinge sind platt und verdrückt; die das Gestein wesentlich aufbauenden Feldspatleistchen (sie gehören nur einer Generation an) sind trotz ihrer mikroskopischen Dimensionen stark durch den Gebirgsdruck verändert; sie zeigen undulöse Auslöschung mit Druckzwillingslamellierung. Die vorherrschenden violetten Gesteinslagen bestehen aus Eisenhydroxyd, Epidot und Sericit. Tritt das Eisenhydroxyd zurück, so entstehen grüne Gesteinslagen. In diesen sind die Feldspate parallel geordnet durch den Druck und das Gestein dadurch schiefrig. Ihre Zusammensetzung und Struktur würde nur unsicher an eruptive Bildungen erinnern, während in den rotbraunen Zonen die Weiselbergitstruktur noch wohl erkennbar ist. — Am Panix-Paß treten Gesteine auf mit roten und weißen, stark gefältelten Bändern. Unter dem Mikroskop wechseln schmale erzreiche und Feldspat-Sericit-reiche Zonen miteinander ab. An einigen Stellen, besonders in den Muldenkernen bilden die Erzpartikel nicht parallele Streifen, sondern zusammen mit Epidot- und Titanitkörnerhäufchen unregelmäßige Züge, zwischen denen Feldspat und Sericit untermengt mit Epidot und Titanit liegen. Andere Teile des Gesteins bestehen wesentlich aus Karbonaten und Stengelquarz; das Karbonat füllt alte Mandelräume, der Quarz bildete sich auf Klüften. So entsteht schließlich ein lagenförmig gebauter Schiefer aus Karbonat-Quarzlagen und Feldspat-Sericit-Epidotaggregaten, der nicht mehr an ein Eruptivgestein erinnert.

Ähnliche Vorgänge der Dynamometamorphose beschreibt Milch an den Naviten und Tholeiiten des Verrucano.

Als Labradorporphyr oder richtiger als Labradorporphyrit bezeichnet man ein Lagergestein im vogesischen Culm z. B. der Gegend von Gebweiler, welches zuerst eingehend von Delesse in den Vorkommnissen von Belfahy (Haute-Saône), Giromagny und Le Puix unfern Belfort beschrieben und von E. de Beaumont Melaphyr genannt wurde. Die normalen Typen zeigen in einer dichten, grünlichen oder bräunlichen Grundmasse Plagioklaseinsprenglinge, die der Labradorit-Reihe angehören, im frischen Zustande wasserhell und glasglänzend, unfrisch meistens grünlich und wachsglänzend sind, und daneben kleine, dunkelgrüne Einsprenglinge eines monoklinen, tonerdearmen Pyroxens von hellgrüner, oft kaum merklicher Farbe im durchfallenden Lichte, selten vereinzelte, zu Serpentin oder einem Gemenge von Karbonaten und Limonit gewordene Olivine. Diese Gesteine liefern eine bunte Varietätenreihe, makroskopisch durch die sehr wechselnden Mengenverhält-

nisse von Einsprenglingen und Grundmasse, durch die sehr verschiedene Größe der Feldspateinsprenglinge, durch das Auftreten der Mandelsteinstruktur und mikroskopisch durch die sehr verschiedenartige Ausbildung der Grundmasse. Sie spielen einerseits hinüber in die Spilite, andererseits in die Diabasporphyrite und sind im normalen Zustande echte Augitporphyrite mit hypokristalliner Grundmasse. Wenn frisch, so sind die Plagioklase glasig, oft zonar gebaut und reich an Schlacken- und Glaseinschlüssen; bei Zersetzung werden sie trübe durch Kaolin- oder Glimmerbildung, scheiden Calcit aus und füllen sich mit grünen chloritischen Schüppchen und Sphärokristallen, die z. T. vielleicht aus den ursprünglichen Interpositionen gebildet, z. T. in Lösungen zugeführt wurden. — Älter als die Plagioklase sind die im ganzen spärlichen, scharf idiomorphen, oft Glaseier führenden Augiteinsprenglinge, neben denen gelegentlich etwas rhombischer Pyroxen, meist in Umwandlung zu Bastit, und braune Hornblende, wohl auch einmal Biotit vorkommt. Noch älter ist der akzessorische Olivin und die frühesten Ausscheidungen des Magmas sind die Eisenerze, herrschend wohl Magnetit, und Apatit. Letzterer ist nicht selten bräunlich gefärbt und schwach pleochroitisch, dabei in dicken, kurzen Säulchen ausgebildet. Zirkon kommt nur selten vor. Die Grundmasse besteht zunächst aus einer zweiten, mikrolithischen Generation von Augit und kurz leistenförmigem Plagioklas, welchem mehr oder weniger reichlich mehr oder weniger quadratische Feldspatdurchschnitte beigemengt sind, die nach Untersuchungen von Osann kalireich und wohl Orthoklas sind. Dazu gesellt sich endlich ein schwach gelbliches bis bräunliches Glascäment in wechselnder, nie sehr bedeutender Menge. Durch Verschwinden dieser Basis entstehen holokristalline und panidiomorphkörnige Grundmassen von einer mikroskopisch oft bedeutenden Korngröße. Ausnahmsweise nimmt die holokristalline Grundmasse auch diabasisch-körnige Struktur an. Diesen gewiß primären holokristallinen Grundmassen stehen andere gleichfalls holokristalline, aber meistens sehr kryptomere allotriomorph-körnige Grundmassen gegenüber, die ich als sekundär, aus ursprünglicher Glasbasis durch Zerfall entstanden ansehen möchte. — Die Mandeln, welche nicht allzu selten in diesen Labradorporphyriten vorkommen, sind normal mit Calcit und Chlorit oder Delessit erfüllt, denen sich auch wohl Epidot zugesellt. Interessant ist die Ausfüllung solcher Mandeln mit einem einzigen Delessit-Sphärokristall, dessen Interferenzkreuz, von positivem Charakter, die Mandel in vier vollkommen regelmäßige Quadranten teilt (Vescemont bei Giromagny).

Nun kommen auch in diesen vogesischen Labradorporphyriten deutliche Spuren dynamometamorpher Einwirkungen vor. Klüfte von mikroskopischer Breite durchsetzen das Gestein nach allen Richtungen, durchqueren die Gemengteile und verwerfen die Bruchstücke derselben und die Mandelränder gegeneinander um winzige Beträge. Diese Klüfte sind bald mit Strahlstein, bald mit Quarz, selten mit einem Gemenge von Quarz und Albit (Le Mugny) erfüllt. Bisweilen läßt sich sicher

feststellen, daß die Quarztrümer jünger sind als die von ihnen verworfenen Strahlsteintrümer (St. Maurice). Die Plagioklas- und Augiteinsprenglinge zeigen Zertrümmerungen; die Plagioklase sind in solchen Vorkommnissen z. T. in Sericit, die Augite fast stets zu Uralit (parallele Amphibolsäulchen) oder Pilit (filzartig unregelmäßig verwobene Amphibolsäulchen) geworden, in der Grundmasse begegnet man dem Aktinolith statt des Augits. Auch deutliche Quetschzonen, welche aus adinolähnlichen, kryptomeren Aggregaten bestehen, werden entwickelt und es finden sich nesterartige Massen derselben Substanzen, unter denen ein wasserheller, zwillingsgestreifter Feldspat wohl Albit sein dürfte. Die Mandeln solcher Gesteine enthalten dann gern Epidot (dieser zeigt sich in zierlichen Sphärokristallen bei Rupt und in einem südportugiesischen Vorkommen) und Aktinolith mit oder ohne Quarz, auch wohl Prehnit in radialstrahligen und blättrigen Massen, so in einem analogen Vorkommen von Cressy-sur-Somme im Morvan.

Labradorporphyrite, welche sehr genau den vogesischen, auch im Kaligehalt, entsprechen, beschrieb J. Morozewicz vom Magnetberge im südlichen Ural.

Auch C. v. John beschreibt beide Typen aus Persien, so aus dem Keretsch-, Tschalus-, Talar- und Dschedscherud-Gebiet. An einzelnen dieser Lokalitäten und am westlichen Alburs treten überdies Melaphyre auf, nach welchen hin ja auch der Olivingehalt so mancher Labradorporphyrite weist.

Hierher glaube ich auch die von G. Stache und C. v. John beschriebenen Labradorporphyrite aus dem Gneißphyllit des Zwölferspitzgebiets in Tirol (Zwölfer-, Elfer- und Zehner-Rücken und Wildkaarboden) stellen zu sollen. Dieselben stehen in allerengstem geologischem Verbande mit sauren Gesteinen, welche die Verfasser zu den Quarzkeratophyren rechnen, wie ja auch im Harz die Keratophyrreihe mit der Diabasreihe geologisch verknüpft ist, und werden von Stache als »Lagerströme« gedeutet. Die Labradorporphyrite finden sich als Einschlüsse in den Quarzkeratophyren. Diese Gesteine enthalten, wie die vogesischen Labradorporphyrite, außer den normalen Einsprenglingen akzessorisch auch braune oder grüne Hornblende, gelegentlich auch Biotit und etwas Quarz, dessen primäre Natur jedoch auch hier fraglich sein dürfte. Die Grundmasse zeigt denselben Wechsel der Ausbildung, doch scheinen hier die holokristallinen Formen gegenüber den hypokristallinen, aber stets glasarmen, zu herrschen und Übergänge in hypidiomorph-körnige Formen häufig, solche in spilitische selten zu sein. Hervorzuheben ist die braune Farbe des Augits gegenüber den grünen Pyroxenen der Vogesengesteine. Die Umwandlungserscheinungen sind die normalen. — Sowohl durch den Mineralbestand, wie durch die chemische Zusammensetzung nehmen diese Gesteine eine Zwischenstellung zwischen Melaphyren, der paläovulkanischen Effusivform der Gabbrogesteine, und eigentlichen Porphyriten, der paläovulkanischen Effusivform der Diorite, ein. Der Kieselsäure-Gehalt ist im Mittel 55%,

steigt aber bis fast 60% und sinkt bis 46%; in den vogesischen Labradorporphyriten liegt er um 54—55%. Die Verwandtschaft mit den Ortleriten und Suldeniten ist bei den alpinen Vorkommnissen eine unverkennbare.

Durch einen konstanten Gehalt an Bronzit zeichnen sich die von Howitt beschriebenen, den Labradorporphyriten der Vogesen chemisch und strukturell nahe verwandten Gesteine aus, welche lagerartig im Liegenden der mitteldevonischen Buchankalke zwischen dem Snowy und Buchan River und gangförmig zwischen dem Snowy und Murendel River, North Gippsland, Victoria, auftreten. Auch hier kommen mandelsteinartige Varietäten vor und auch hier findet sich die schon von Delesse in den Vogesen betonte Verbindung mit Tuff und breccienartigen Gesteinen. — In demselben Niveau erscheinen am Zusammenfluß des Buchan und Murendel River dichte Diabase mit Augiteinsprenglingen von weit basischerer Zusammensetzung.

Ob bronzithaltige Labradorporphyrite, welche Harker aus den Skiddaw-Schiefern des Cross Fell beschreibt, hierher oder zu den Diabasporphyriten gehören, läßt sich nicht mit Sicherheit angeben. — Dasselbe gilt von den hypersthenreichen Labradorporphyriten, welche Lapworth und Watts vom Moël y Golfa in den Breidden Hills in Süd-Shropshire untersuchten, und von Enstatitporphyriten, die Siepert neben so ziemlich allen Porphyrit- und Melaphyrtypen aus Argentinien geschildert hat.

Rosiwal beschreibt den Labradorporphyrittypus aus dem Cambrium von Tejrovič in Böhmen; die Augit-Mikrolithe der Grundmasse zeigen eine an Diallag erinnernde Streifung. — Auch der Navittypus tritt hier auf und der melaphyrische Tholeiittypus.

Im Saar-Nahe-Gebiet entspricht dem Labradorporphyrit sehr genau bis auf einen hier konstanten Gehalt an Olivin, dessen rotes Umwandlungsprodukt dem Gestein einen eigenen Charakter verleiht, eine Gesteinsgruppe, die ich kurz als Navit (Nava = Nahe) bezeichne. Der Olivin der Navite stellt sich in homogenen Pseudomorphosen des von Lawson (Bull. of the Dep. of geol. University of California. I. 31—36) in dem von ihm Carmeloit genannten Augitandesit beschriebenen Iddingsit dar. Iddings (Geology of Eureka District. U. S. geol. Survey Monographs. XX. 388—390) hatte diese Pseudomorphose schon früher ebenfalls aus Andesiten, nach ihm Ransome (Univ. of Calif., Bull. Dep. of geol. 1893. I. 71) aus Diabas geschildert, nachdem ich auf den eigentümlichen Vorgang in den Naviten hingewiesen hatte. Für die Eigenschaften des Iddingsits und seine Geschichte sei auf Bd. I. 2. 4. Aufl. S. 159 verwiesen.

Das Charakteristische des Navittypus liegt in der Reichhaltigkeit an Einsprenglingen von Olivin und Plagioklas neben spärlichem Augit (selten auch Enstatit) in einer entweder holokristallinen oder glasarmen hypokristallinen Grundmasse, welche vorwiegend aus kurz- und breitleistenförmigen und aus rektangulären bis quadratischen Feldspatdurch-

schnitten mit verhältnismäßig wenig Augit zweiter Generation besteht. Die quadratischen Feldspatdurchschnitte zeigen meistens keine Zwillingsstreifung, der jüngere Augit ist um so mehr idiomorph, je mehr glasige Basis vorhanden ist. Die Menge desselben ist nie groß. Das Eisenerz ist z. T. Magnetit, z. T. Ilmenit, während in den Olivin-Weiselbergiten Ilmenit wohl nur recht selten, Eisenerz überhaupt spärlich vorhanden ist. Die an Menge meist unbedeutende Basis von helleren Farben, als in den Olivin-Weiselbergiten, ist oft globulitisch gekörnelt; sie bildet einen Glaskitt für die Grundmassengemengteile; wo aber die letzteren größere Dimensionen gewinnen, da wird die Basis auf die Form einer eckigpolygonal eingeschalteten Mesostasis zurückgedrängt und so entstehen Annäherungen an eine Melaphyrform, die Olivintholeiite, welche um so deutlicher werden, je mehr die Einsprenglinge dann ebenfalls neben den sich mächtiger entwickelnden Grundmassegemengteilen zurücktreten. Merkwürdig oft, ohne daß indessen hierauf Gewicht zu legen wäre, sind die Feldspateinsprenglinge auf Klüften und Spalten von Hämatithäuten durchzogen und dadurch schon für das bloße Auge rotgefärbt. — Mandelsteinstruktur ist häufig und es sind die Mandeln gern mit Zeolithen teilweise erfüllt, was bei den übrigen Typen nur selten vorkommen dürfte.

Als normale Repräsentanten dieses Typus seien die Gesteine von Idar, vom Tunnel bei Oberstein, von Hopstaedten, vom Heisterberg an der Bahn zwischen St. Wendel und Türkismühle und von Asweiler genannt. Verbindende Formen zwischen dem Navit- und dem Olivin-Weiselbergittypus kommen an der Trier-Birkenfelder Chaussee zwischen Sötern und Türkismühle, am Mausemühler Tunnel, an einer Kuppe bei Hof Imsbach rechts am Wege nach Theley, am Ausgange von Reidscheid nach Freisen, Übergänge in den Tholeiittypus bei Asweiler vor. — Nach Leppla's Beschreibung gehören hierher die Gesteine von der Wacht bei Eulenbis, NW. Kaiserslautern, und von Olsbrücken am Wege nach Mehlbach.

Auch aus dem Rotliegenden des Beckens von Senones in den Vogesen beschreibt Ch. Vélain Porphyrite vom Navittypus, welche nach der hangenden Grenzfläche hin recht glasreich werden. Sehr interessant ist die Beobachtung, daß in den Tuffen dieser Gesteine birnenförmige Blöcke auftreten, offenbar Bomben, mit kompaktem Zentrum und schlackiger Hülle. Ihre Zusammensetzung ist die normale der ergossenen Massen, aber die Magnesiasilikate herrschen vor. — Olivinarm und augitfrei ist ein Mandelstein aus dem Rotliegenden von Provenchères und Rémémont. Der Olivin des letzteren soll in rötlichen Hypersthen umgewandelt sein. — Von La Grande-Fosse werden vitrophyrische Melaphyre und solche des Tholeiittypus beschrieben.

Eine zwischen dem Navit und dem Olivin-Weiselbergit-Typus vermittelnde Stellung nehmen nach mir spärlich bekannt gewordenen Proben auch die sächsischen karbonischen Melaphyre in der Gegend von Zwickau und Planitz ein. In den Vorkommnissen von Wildenfels bei

Zwickau scheint zwischen Olivin und Biotit, der bisweilen Druckfiguren zeigt, eine ähnliche Wechselbeziehung zu bestehen, wie sonst zwischen Olivin und Enstatit. Die Mandeln in dem Melaphyr von Cainsdorf bei Zwickau sind z. T. mit Steatit erfüllt nach Dalmer's Mitteilungen.

B. Hobbs beschreibt Porphyrite vom Navittypus und mit der gleichen Olivinpseudomorphose aus Devonshire.

Propylitische Facies der Dacite und Andesite. Alle Andesit- und Dacitarten finden sich an verschiedenen Orten der Erde durch allmähliche Übergänge verbunden mit einer eigentümlichen Ausbildungsform, in der sie des Charakters und Habitus von Gliedern der jüngeren Effusivreihe mehr oder weniger vollständig entbehren, und dafür ein sehr häufig mit dem Prädikat »grünsteinähnlich« bezeichnetes Aussehen annehmen. Diese Ausbildungsform, welche hier als die Propylitfacies bezeichnet werden soll, tritt besonders dort auf, wo die Andesite und ihre Nebengesteine Erzbringer sind, und ist daher stets mit der Erzführung in kausalen Zusammenhang gebracht worden. Eine Divergenz der Ansichten besteht wesentlich insofern, als man die Propylitfacies als das Bedingende, die Erzführung als das Bedingte ansehen, oder das Umgekehrte für richtig halten, oder endlich beide Phänomene als gleichmäßig und gleichzeitig bedingt durch eine und dieselbe Ursache auffassen kann.

Der Name Propylit wurde zuerst von Ferd. v. Richthofen (California Acad. of Sc. Memoirs. vol. I. part. 2. San Francisco 1868 und Z. D. G. G. 1868. XIX. 668) gebraucht, und zunächst auf gewisse, früher von ihm als Grünsteintrachyte bezeichnete Gesteine Ungarns und Siebenbürgens, zu denen er auch den Timazit Breithaupt's rechnet, auf Vorkommnisse von Washoe, Silvermountain und Esmeralda am Ostabfall der Sierra Nevada, von den Provinzen Sonora und Sinalva und dem Hochlande Mexikos, vom Pic Demavend in Armenien usw. angewandt. Als bestimmende Charaktere bezeichnet v. Richthofen für seine Propylite ihr dioritisches Aussehen, ihre porphyrartige Struktur und ihre grünen Farben. Sie sind die ältesten tertiären Eruptivgesteine, eröffnen gewissermaßen die nach der langen Ruhe während der mesozoischen Epochen wieder erwachte vulkanische Tätigkeit der Erde während der Tertiärzeit (daher ihr Name), treten nicht in Lavaströmen, sondern als Massenausbrüche auf und bilden allenthalben die Grundlage jüngerer tertiärer Eruptivgesteine. Mineralogisch bestehen die Propylite im wesentlichen aus einem für Oligoklas gehaltenen, triklinen Feldspat von derbem Aussehen, aus gewöhnlich grüner fasriger, seltener aus schwarzer und glatt spaltender Hornblende und daneben aus titanhaltigem Magnetit, akzessorisch Biotit (selten), Augit (häufig und an gewissen Lokalitäten zu einem wesentlichen Gemengteil werdend) und Quarz (bald akzessorisch, bald wesentlich). Danach gliedert v. Richthofen seine Propylitgruppe in 1. Quarzpropylite, 2. Hornblendepropylite und 3. Augitpropylite. Zirkel, welcher 1876 seine mikroskopischen Studien an den propylitischen Gesteinen des 40. Parallels

in den Vereinigten Staaten publizierte, erkannte die chemische und in vielen Punkten auch mineralogische Übereinstimmung der Quarzpropylite mit den Daciten, der Propylite mit den Amphibolandesiten, glaubte jedoch teils in dem Habitus, teils in der Natur der Einsprenglinge und der Grundmasse charakteristische Unterschiede der genannten Gesteine beobachtet zu haben, die eine selbständige Stellung der Propylite befürworteten. Angeregt durch ZIRKEL's Mitteilungen unternahm DOELTER 1879 eine erneute Untersuchung der entsprechenden Gesteine Ungarns und Siebenbürgens und fand, daß allerdings gewisse Gesteine von Kis Banya, Meregyó und Nagy-Sebes ziemlich genau mit der ZIRKEL'schen Beschreibung der Propylite übereinstimmten, während andere und zahlreichere Vorkommnisse eine Zwischenstellung zwischen dem Propylit und dem Amphibolandesit einnähmen. In demselben Jahre sprach Verf. (N. J. 1879. 648) es aus, daß der Propylit als eine eventuell nur pathologische Varietät der quarzführenden, bezw. quarzfreien Amphibol- und Augitandesite anzusehen sei. Diese Auffassung wurde in Washoe durch die eingehende Untersuchung von GEO. F. BECKER geologisch und petrographisch als richtig dargetan und auch durch HAGUE und IDDINGS bestätigt, während die Ansichten hierüber bei den ungarisch-siebenbürgischen »Propyliten« anscheinend noch divergieren, wobei allerdings zu betonen ist, daß die Geologen dieses Landes (SZABÓ, ANTON KOCH) die geologische und petrographische Selbständigkeit des Propylits verneinen.

Die Eigentümlichkeiten der propylitischen Facies, welche großenteils bereits von ZIRKEL l. c. richtig erkannt und beschrieben wurden, und welche man an den Repräsentanten derselben aus der Gegend von Schemnitz, Kapnik, Kis-Banya u. a. O. in Ungarn und Siebenbürgen, aus dem Washoe-Distrikt in Nevada in ausgeprägtester Weise entwickelt findet, liegen z. T. in der Natur der Einsprenglinge, z. T. in derjenigen der Grundmasse. Was die ersteren anbetrifft, so zeigen die Feldspate nicht den Mikrotinhabitus wie in den Effusivgesteinen, sondern das derbe Aussehen etwa wie in den Dioritporphyriten und den Diabasporphyriten des Schiefergebirges. Ihr Glanz ist gering, ihre Spaltbarkeit oft wenig vollkommen; sie sind erfüllt mit Zersetzungsprodukten, unter denen Calcit wohl an Ort und Stelle entstand, der sehr verbreitete Chlorit (er wurde meist für Hornblende gehalten) zugeführt und der ebenfalls verbreitete Epidot unter Wechselwirkung der aus Feldspat und der aus Biotit, Amphibol oder Pyroxen stammenden Lösungen gebildet wurde. Dabei pflegen die Glaseinschlüsse der Feldspate vollständig verloren zu gehen. — Der Biotit und der Amphibol sind ebenfalls in höherem oder geringerem Grade zersetzt, die braune Farbe ist verloren gegangen, die grüne an ihre Stelle getreten; dann findet die Umbildung in Chlorit, Karbonate und Eisenerze mit oder ohne Quarzausscheidung statt und dabei verschwinden die dunklen Magnetit-Augit-Mäntel ebenfalls mehr oder weniger. Die Pyroxeneinsprenglinge (Hypersthen rascher als Augit) werden in Strahlstein (Uralit) und Epidot, und später ebenfalls zu Ge-

mengen von Chlorit oder Serpentin, Karbonaten, Epidot und Erzen umgewandelt. Von Wichtigkeit ist es auf die außerordentliche Häufigkeit von Pyrit (wohl auch von andern Schwefelverbindungen) in den umgewandelten Einsprenglingen hinzuweisen; dieser Umstand weist entschieden auf H_2S als wirkende Ursache und damit auf Solfataren und Thermen. — Die Grundmasse der Gesteine verliert in der propylitischen Facies durchaus den hyalopilitischen Charakter, wenn sie ihn im frischen und unveränderten Gestein besaß, das Gesteinsglas verschwindet alsbald und löst sich in kristalline Aggregate auf, die wesentlich aus Quarz und Feldspat bestehen. Das Gefüge derselben ist stets allotriomorph-körnig. Dabei erfüllt sich die Grundmasse ebenfalls mit Neubildungen (Calcit, Chlorit, Epidot, Strahlstein und Pyrit), die hier offenbar denselben Ursprung haben, wie in den Einsprenglingen. Diese Vorgänge und die ihnen entsprechenden verschiedenen Stadien von dem normalen Biotit-, Amphibol- oder Pyroxenandesit, bezw. Dacit bis zu dem sogen. Propylit oder Quarzpropylit wurden offenbar nach den vorliegenden Beschreibungen von allen Petrographen, die propylitische Gesteine untersuchten, beobachtet, wenn auch nicht immer ganz richtig gedeutet.

Judd beschreibt diesen Vorgang der propylitischen Umwandlung mit großer Deutlichkeit bei den Gesteinen der Western Isles und wesentlich ebenso, wie hier geschehen. Auch er betont besonders die vollständige Verwischung der Grundmassestrukturen, von der indessen hier oft kleine Spuren in perlitischen, fluidalen und sphärolithischen Phänomenen erhalten bleiben. Wenn er hier den Begriff propylitisch auch auf saure Gesteine (Quarzporphyre und Liparite) ausdehnt, für welche es nicht gebräuchlich ist, ihn anzuwenden, so kann ich ihm darin nicht folgen. So nahe verwandt die sekundär kristalline Umwandlung der glasigen und mikrofelsitischen Grundmasse der Liparite und Quarzporphyre ist, wie sie auf S. 812 ff. beschrieben wurde, so fehlt doch dort die charakteristische Pyritbildung. Dort hat man es mit einem Vorgang atmosphärischer Verwitterung, hier mit einem andersartigen zu tun. Seine Beschreibungen beziehen sich auf Hornblendeandesit (Beinn Talaidh in Mull), auf Biotitandesit, auf Biotit-Amphibol-Andesite und vitrophyrische Augitandesite in Mull und Eigg, welche den Habitus der Labradorporphyrite, bezw. des porfido rosso antico angenommen haben. Die Einzelheiten eines solchen Vorgangs hat zuerst Joh. Petersen mikroskopisch und chemisch an den Bronzitporphyriten der Cheviot Hills genau beschrieben. Die von Judd untersuchten Vorkommnisse wurden früher vielfach für geologisch weit älter gehalten, ebenso wie der Pechstein von Arran.

Dieser propylitische Habitus kehrt mit allen Einzelheiten an den Andesiten der Gegend von Smyrna, an denen von Hokkaido in Japan (nach Jimbo), am Cabo de Gata (nach Osann) und von San Cristobal unfern Santiago in Chile (nach Möricke) wieder. Interessant ist in der Arbeit des letztgenannten Autors der Nachweis, daß die oberflächlich normalen Andesite nach unten hin propylitisch werden und, in der

Tiefe angeschnitten, den Charakter der Andendiorite STELZNER's (S. 291) tragen.

Ebenso beschreibt ihn GEO. F. BECKER von Daciten am Delarof Harbour auf der Insel Unga in Süd-Alaska, ein von Herrn F. E. WRIGHT mir geschenktes Handstück von Treadwell Ditch, Douglas Island, zeigt ihn und auch in den Hauraki-Goldfeldern der Provinz Auckland in Neuseeland sind nach JAMES PARK propylitisch veränderte Hypersthen- und Augitandesite die Goldbringer. Er vergleicht sie direkt mit den Andesiten des Comstock Lode, Virginia, Nevada, und des Cripple Creek, Col., deren Beschreibung nach seiner Aussage ohne weiteres auf die Hauraki-Gesteine zu übertragen wäre. Die in demselben Gebiet auftretenden Liparitergüsse sind jünger als die Andesite. — Die Assoziation von propylitisch veränderten Amphibolandesiten mit goldführenden Gängen findet sich auch in Neu-Südwales.

Sucht man nach analogen Prozessen in der Gesteinswelt, so stehen der propylitischen Umwandlung von Andesiten die epidioritischen Facies der Diabase wohl am nächsten, wenn man von der hier porphyrischen, dort körnigen Struktur absieht. Wenn nun aber bei der epidioritischen Umwandlung der Diabase und ähnlichen Vorgängen innerhalb des Bereichs der Tiefengesteine oft sichere Beweise für den Gebirgsdruck als Ursache der Umbildung sprechen, wobei dieser vielleicht nur durch die innere Zertrümmerung der Gesteine sie für die intensive Einwirkung von Lösungen zugänglich machte, so fehlen bei der propylitischen Facies der Andesite Anzeichen für eine solche Quetschung durchaus, oder sind doch jedenfalls nicht mit hinreichender Klarheit zu erkennen. Dennoch spricht auch hier die oft beobachtete Durchtrümung der Gesteine mit kleinen und kleinsten Erzadern dafür, daß dieselben von Spalten durchsetzt wurden, auf denen die Emanationen und Gewässer der Tiefe zirkulierten und Erze absetzten, während sie gleichzeitig in intensiver Weise den ursprünglichen Bestand und die normale Struktur der Gesteine von den Spalten aus vordringend veränderten. Die Propylitbildung ist ein Vorgang solfatarischer und thermaler Umwandlung. — Es ist nicht zu bestreiten, daß auch die gewöhnliche atmosphärische Verwitterung ähnliche Facies hervorbringen könnte, doch vermöchte diese schwerlich die Erzführung zu erklären, und es wäre nicht zu verstehen, warum nicht allenthalben die Andesite propylitische Facies annehmen sollten.

Die Trachyandesite.

Wo immer die eigentlichen Andesite in reichlicher Entwicklung auftreten, wie in Ungarn-Siebenbürgen, Euganäen, Kleinasien, im griechischen Archipel, Kaukasus und Armenien, Japan, Sunda-Inseln, Anden, Central Basin der Vereinigten Staaten usw., da finden wir sie in Begleitung von Daciten, Lipariten, Kalk-Alkalitrachyten und Basalten und nirgends begegnen wir in solchen Gebieten den Comenditen, Pantelleriten, Trachyten, Phonolithen, Trachydoleriten, Leucit- und Nephelin-

gesteinen. Ganz ebenso sehen wir die paläovulkanischen Porphyrite in ihren Hauptverbreitungsgebieten, wie Sachsen, Thüringen, Saar-Nahe-Gegend u. a. assoziiert mit Quarzporphyriten, Quarzporphyren, quarzfreien Porphyren und Melaphyren. Den Trachyandesiten begegnen wir in Gesellschaft von Alkalitrachyten, Phonolithen, Trachydoleriten, Leucit- und Nephelingesteinen, so im niederrheinischen Eruptivgebiet, in der Auvergne und im Velay, in Mittelitalien, auf den Azoren und Canarien, in Montana, in Neuseeland u. a. O. Wo Einschlüsse von hypidiomorphkörnigen Tiefengesteinen in den Trachyandesiten oder ihren Tuffen gefunden werden, gehören diese der foyaitischen Reihe an, während die analogen Einschlüsse in den Andesiten der granitodioritischen Reihe der Tiefengesteine entstammen. Da nun alle Eruptivgesteine zu geologischer Gestaltung gelangte Teile des Erdmagmas sind, so müssen wir dieser gesetzmäßigen Assoziation auch da Rechnung tragen, wo bei dem heutigen Stande unserer Erfahrungen die Abgrenzung nach chemischem und mineralischem Bestande, sowie nach der Struktur noch gewisse Schwierigkeiten bietet.

Innerhalb der umfassenden Familie der Trachyandesite hat die größte Verbreitung eine Gruppe, die man wohl am besten im Anschluß an Bezeichnungen der älteren deutschen Petrographie den siebengebirgischen Typus nennen kann. Dieser umfaßt die Stenzelberg- und Wolkenburg-Trachyte der älteren rheinischen Geologen, die mit bewunderungswürdigem ahnendem Takte damit diesen Gesteinen ihre richtige Stellung anwiesen. In der Tat stehen die Trachyandesite des siebengebirgischen Typus zum Drachenfelstrachyt in demselben Verhältnis, wie etwa die Andesite der Eugenäen und des Gebiets von Gleichenberg in Steiermark zu den quarzfreien Lipariten dieser Gebiete. Dieser im Siebengebirge weit verbreitete (Hirschberg, Lohrberg, Bolvershahn, Kleine Rosenau usw.) Typus ist schon äußerlich durch den mehr trachytischen als andesitischen Habitus gekennzeichnet und besitzt meiner Erfahrung nach nirgends die pilotaxitische oder hyalopilitische, sondern allenthalben ausgesprochen trachytische Struktur. Die Feldspateinsprenglinge gehören zum Labradorit im weiteren Sinne; brauner Biotit und brauner Amphibol, beide mehr oder weniger opacitisch verändert, sind in wechselnden Mengenverhältnissen, aber stets beide als Einsprenglinge vorhanden und werden oft von Einsprenglingen des Hypersthens und eines meist recht hellgrünen Augits, wohl auch von größeren Magnetitoktaëdern begleitet. Akzessorischer Titanit und Olivin sind nicht häufig. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus gestreckten Feldspatmikrolithen der Oligoklasreihe, neben denen Sanidin in kurzrektangulären und quadratischen Durchschnitten stets deutlich nachweisbar ist. Dann ist nicht immer mit genügender Sicherheit zu erkennen, ob eine Glasbasis vorhanden sei oder fehle. Wo sie sicher erkannt werden konnte, war sie vollständig farblos, selten grau gekörnelt. In andern Fällen sind die Oligoklasleistchen durch allotriomorphen Sanidin verkittet und dann ist nie eine Glasbasis vorhanden. Als farbige Gemengteile finden sich

in der Grundmasse sehr kleine, aber scharfe Magnetitoktaëder oder auch Eisenglimmerblättchen und kleine Stäbchen von hellgrünem Augit. Die Menge des Augits und Eisenerzes ist eine sehr geringe in den typischen Gesteinen, steht aber anscheinend in einem gewissen Verhältnis zu den Pyroxeneinsprenglingen. Je zahlreicher diese sind, um so höher wird der Gehalt der Grundmasse an Augit und Eisenerzen. Tridymit kommt bisweilen vor. — Bis zu gewissem Grade verwandt mit den siebengebirgischen Vorkommnissen scheinen bis 1 m mächtige Gänge zu sein, welche Knop am Horberig bei Oberbergen, oberhalb der Mühle zwischen Oberbergen und Schelingen und zwischen Leiselheim und Bischoffingen im Kaiserstuhl vorfand. Die glasige Basis dieser Gänge wird leicht von Salzsäure angegriffen, ein Umstand, der in Verbindung mit der chemischen Zusammensetzung dieser Gesteine vor endgültiger Klassifikation erneute Untersuchung fordert. Sie dürften ein Bindeglied zwischen Trachyandesiten und Tephriten darstellen.

F. Sandberger deutete im Jahre 1873 kurz das Vorkommen hauynführender Andesite in Nassau an und bestimmte die mineralogische Zusammensetzung eines solchen vom Sengelberge bei Salz als ein holokristallines Gemenge von Plagioklas, Nosean, Nephelin, Hornblende und Apatit im wesentlichen. H. Möhl, der im folgenden Jahre dasselbe Gestein, sowie ähnliche vom Ruhberge zwischen Ruppach und Dahlen, vom Kriegersgarten östlich von Wölferlingen u. a. O. beschrieb, bestätigte den Noseangehalt, nennt aber den Nephelin nicht und gibt als weitere Gemengteile Sanidin und Augit, Titaneisen, Magnetit, honiggelben Glimmer und farbloses Glas an. Bertels, der über diese Gesteine eine eigene chemische und mikroskopische Untersuchung veröffentlichte, fand, daß die Grundmasse wesentlich aus triklinem Feldspat mit etwas in Eisenglimmer und freie Kieselsäure sich umsetzenden Fayalit nebst Nosean, Augit, Magnetit und Ilmenit bestehe, worin größere Kristalle von triklinem Feldspat und Hornblende liegen. Die Hornblende war größtenteils in eine grüne, fasrige Substanz umgewandelt, die nach einer Separatanalyse zwischen Melanolith und Delessit stehen würde und den Namen Phäactinit erhielt. Bertels gab dem Gestein den Namen Isenit. Wiederholte Untersuchung der Vorkommnisse vom Sengelberg bei Salz, vom Ruhberg bei Dahlen und vom Kriegersgarten bei Wölferlingen auf chemischem und mikroskopischem Wege taten dar, daß weder Nephelin noch Nosean vorhanden war; mit letzterem war der reichlich vorhandene Apatit verwechselt worden. Die Gesteine sind olivin-, biotit- und amphibolhaltige Trachyandesite vom Charakter der siebengebirgischen. Das Gestein vom Kriegersgarten hat Einsprenglinge von Biotit, basischem Andesin und Anorthoklas in einer Grundmasse aus leistenförmigen Oligoklasmikrolithen mit zwischengeklemmtem Sanidin, aus sehr wenig Blättchen von Biotit, Stäbchen von farblosem Diopsid und Magnetitoktaëdern. In dem Vorkommen vom Ruhberg sind die Einsprenglinge Labradorit mit Mänteln von Sanidin, etwas Anorthoklas und brauner Amphibol; die Grundmasse ist dieselbe, wie im

vorigen Gestein, nur fehlt der Biotit. Der sogen. Isenit vom Sengelberg enthält nur Einsprenglinge von basischem Labradorit als Feldspat, dazu Biotit, Hornblende, vereinzelten Augit und große, stark bestäubte Apatite. Die Feldspate der Grundmasse sind kurz leistenförmig und angenähert quadratisch und gehören vorwiegend dem Andesin, in geringerer Menge dem Sanidin an. Der Gehalt an Pyroxen und Diopsid ist weit größer, als in den andern Gesteinen und bedingt in Verbindung mit der Zunahme des in allen Gesteinen akzessorischen Olivins Übergänge in Trachydolerite. Damit stimmen die Resultate einer Untersuchung dieser Gesteine durch Dannenberg im wesentlichen überein. Nach Angelbis bildet der Isenit vom Sengelberge einen Gang im Dachbasalt über den Bimssteinsanden.

Die von Wohnig untersuchten »Andesite« vom Tepler Hochlande im böhmischen Mittelgebirge scheinen sehr nahe mit den siebengebirgischen verwandt zu sein.

Unter den Gesteinen der Roccamonfina nehmen die Trachyandesite eine wichtige Stellung ein und bilden die Masse des Monte Sta Croce nach L. Bucca, der sie kurz beschrieben hat. Mir liegt eine reiche Sammlung der Gesteine dieser Lokalität vor, welche die Direktion des Comitato geologico in Rom mir gütigst zum Studium anvertraute. Es sind dieselben Handstücke, die Bucca beschrieb. Bald von grauer, bald von roter Farbe, von durchaus trachytischem Habitus sind sie meistens recht reich an Einsprenglingen. Die fast allenthalben in ihren zentralen Teilen mit Glaseinschlüssen erfüllten Plagioklas-Einsprenglinge gehören durchweg basischen Mischungen an, dem normalen Labradorit in einem roten Gestein aus dem Orte Roccamonfina, dem Bytownit $Ab_{30}An_{70}$ in einem grauen Gestein vom Monte Lattani an der Straße nahe dem Kloster Roccamonfina, hier oft umwachsen von Labradorit, der auch in selbständigen Individuen vorkommt, einer noch anorthitreicheren Mischung in einem grauen Gestein aus dem Orte Roccamonfina. Sanidin und Anorthoklas als Einsprenglinge wurden nicht beobachtet, dagegen findet sich vereinzelt ein Mineral der Sodalithfamilie (Ort Roccamonfina) in quadratischen und hexagonalen Durchschnitten, das dann bisweilen von Sanidin umwachsen ist. Unter den farbigen Gemengteilen ist braunroter opacitisch umrandeter Biotit in verzwillingten Individuen mit auffallend starker Neigung der spitzen Bissectrix gegen die Normale auf der Spaltfläche allgemein verbreitet und wohl immer von einem Pyroxen begleitet. Dieser hat meistens grüne Farbe und steht etwa an der Grenze von Augit und Ägirinaugit, zeigt in einigen Vorkommnissen, wenn auch nicht auffällig, so doch deutlich die Sanduhrstruktur und eine merkliche Dispersion der Bissectricen. In andern Gesteinen dürfte der Pyroxen dem gewöhnlichen Augit angehören nach seinem optischen Verhalten, $c : c = 45°$ etwa. Olivin wurde nur selten beobachtet. Die Grundmassen sind teils holokristallin und bestehen dann wesentlich aus leistenförmigen Mikrolithen von Andesin oder basischem Oligoklas; je anorthitreicher die Einsprenglinge, um so

basischer erwiesen sich auch die Feldspate der Grundmasse. Sanidin ist stets in der Grundmasse vorhanden, wenn diese holokristallin ist und zwar meistens in Form eines allotriomorphen Kitts, seltener in isometrischen Individuen. Mikrolithe von bald gelblichem, bald grünlichem bis farblosem Pyroxen und Magnetitoktaëderchen fehlen keiner Grundmasse, sind aber nur in geringer Menge vorhanden. Rundliche Blättchen, die sich öfter zu Rosetten und Kügelchen aggregieren, von Tridymit wurden in mehreren Vorkommnissen beobachtet, besonders schön in einem Handstück vom Gipfel des Monte Santa Croce. Nur ein Vorkommen aus dem Tale östlich von Casi, dessen Feldspateinsprenglinge ohne Zwillingsstreifung sind, aber höhere Brechungsexponenten als der Canadabalsam haben, war reicher an Pyroxen und Erzen in der Grundmasse, wohl noch mehr als der Trachyandesit des Bleiberg im Siebengebirge. — Ein durch zahlreiche und große Einsprenglinge von braunem Anomit auffallender Trachyandesit von der Colonna di Monteroso im Gebiet von Bracciano zeigt Einsprenglinge von Labradorit $Ab_{40}An_{60}$ und spärlichem grünem Augit; trotzdem ist die trachytische Grundmasse aus Oligoklasleistchen recht reich an hellgraugrünem Augit in Stäbchen und Körnern und an Magnetit. Hierher gehören wohl auch viele »Andesite« der Gegend von Viterbo und die »Trachyandesite«, welche Mercalli vom Monte di Vico-Vulkan beschreibt und die von Fantappié untersuchten Ciminite von den Flanken des Zentralkegels der Monti Cimini. Doch scheint manches von diesen Gesteinen auch dem eigentlichen Ciminittypus Washington's zugezählt werden zu müssen.

Den echten siebengebirgischen Typus tragen die in Einzelheiten sehr mannigfachen Trachyandesite der Auvergne und des Cantal in Frankreich. So beschreibt Fouqué pyroxenfreie Amphibol-Trachyandesite von Chastel, Lioran, Pignon, Chassagne, Cheylade, Combenègre u. a. O., pyroxenfreie Biotit-Trachyandesite von Peyre-Arse, Marniac, Chastel, Lescuno, Ramberlet (vitrophyrisch) und Croizet im Cantal, sowie von Rigolet Haut im Mont Dore. Häufiger scheinen die pyroxenführenden Formen zu sein, wenn der Pyroxen auch oft nur in der Grundmasse, nicht oder nur sehr spärlich unter den Einsprenglingen erscheint, wie bei Combalieu, wo neben Labradorit auch Sanidin als Einsprengling sich einstellt, ebenso wie in einem Vorkommen vom Mont Capucin, das Biotit, Hypersthen und Augit als femische Gemengteile führt. Ganz dem Wolkenburg-Trachyt entsprechen die Gesteine von Gravenoire (mit etwas graugelblichem Glase) und von der Cascade de Tourci (mit etwas bräunlichem Glase). Übergangsformen nach den Trachydoleriten, wie sie mit dem sogen. Isenit vorkommen, lernte ich vom Plateau de la Bastide kennen. Hier sind die Einsprenglinge basischer Labradorit ($Ab_{35}An_{65}$), der Grundmasse-Feldspat Andesin und wenig Sanidin.

Recht verbreitet ist der siebengebirgische Typus auch unter den von O. Mügge studierten Gesteinen der Inseln S. Miguel und Fayal. Manche dieser Vorkommnisse zeichnen sich eigentümlich durch den Mangel einer intratellurischen Feldspatgeneration aus. Übergänge in holokristallin-

allotriomorphen Charakter der Grundmasse sind dann häufig; ihre Feldspate sind dann breit leistenförmig, die Pyroxene wenig idiomorph. Hervorzuheben ist es, daß auch bei dieser Ausbildung primärer Quarz durchaus fehlt. Auch Übergänge in basaltische Strukturformen, welche den Labradorites der französischen Geologen entsprechen, kommen hier (Sete Cidades, Val de Furnas, Lagoa do Fogo auf S. Miguel) ebenso wie im zentralen Frankreich (Puy de Pariou mit Tridymit und Pseudobrookit, Volvic am Puy de Megère, Plateau de la Bastide) vor. Dann pflegen Einsprenglinge von Biotit und Amphibol nur sehr spärlich zu sein oder vollständig zu fehlen und Olivin tritt in größerer Menge auf. Das erwähnt O. Mügge auch von trachyandesitischen Gesteinen des Massai-Landes, die er direkt mit denen von S. Miguel vergleicht. Der foyaitische Charakter der Azorischen Trachyandesite drückt sich auch darin aus, daß in einem Vorkommen gleichmäßig ein reguläres, durchaus isotropes Mineral von gelber Farbe und hoher Lichtbrechung verbreitet ist, das wohl als Pyrrhit gedeutet werden darf, in einem andern kleine Mengen eines Minerals der Mosandritfamilie beobachtet wurden. Mügge hat in den einsprenglingsfreien Trachyandesiten der Azoren neben dem Plagioklas, den er als Oligoklas bestimmte, auch Anorthoklas beobachtet und betont die oft reichliche Erzführung und das Vorkommen einer zweiten Olivingeneration der Effusionsperiode und glaubt auch Spinell in der Grundmasse gefunden zu haben. In den ausgesprochen porphyrischen Abarten vom Pico das Camarinhas und Pico do Fogo auf S. Miguel, Castello Branco und Caldeira auf Fayal erkannte er die Feldspateinsprenglinge als weit basischer bis hinab zum Bytownit, beschreibt genau den barkevikitischen Amphibol neben oft reichlichem Ägirinaugit und den bisweilen beträchtlichen Glasgehalt der Grundmasse. An einem Vorkommen von der westlichen Umfassungswand der Caldeira das Sete Cidades bestehen die Feldspateinsprenglinge aus Kernen von $Ab_{20}An_{80}$ mit Schalen von $Ab_{40}An_{60}$, während die Feldspate der Grundmasse zum basischen Andesin gehören.

Den Trachyandesiten des Siebengebirges dürften auch die von F. Bier beschriebenen, den Comendit des Djebel Ischan (S. 842) begleitenden »roten Trachyte« nahestehen, welche Einsprenglinge von Andesin und Sanidin in wechselnden Mengenverhältnissen, stellenweise auch von basischem Labradorit nebst schwach grünlichem Augit und Olivin in einer holokristallinen Grundmasse aus leistenförmigem oder auch isometrischem Feldspat (saurer Plagioklas und Sanidin) mit Augit, Magnetit und Apatit führen.

Durchaus analog den siebengebirgischen Trachyandesiten erwiesen sich nach den mir von Herrn Prof. P. Marshall gütigst gesandten und von ihm chemisch und mikroskopisch untersuchten Proben aus der Umgebung von Dunedin in Neu-Seeland die Vorkommnisse aus dem Leith Valley mit Einsprenglingen von Bytownit, stark opacitisch umgewandeltem Biotit, dem Ägirinaugit nahestehendem Augit und einzelnen Olivinen in holokristalliner Grundmasse mit herrschenden Andesinleist-

chen neben nicht gerade reichlichem Augit und Magnetit und etwas Sanidinkitt, vom Pine Hill mit reichlichen Einsprenglingen von Augit mit stark dispergierter Achse B, a gelb, b und c ziemlich gleich grauviolett, wenig opacitisch verändertem Amphibol, spärlichem Olivin, Labradorit und Anorthoklas in holokristalliner Grundmasse aus Oligoklasleistchen, mit Stäbchen von Augit, reichlichen Magnetitoktaëdern und zackigen Leistchen und Füllmasse von Sanidin und vom North Head, Otago Harbour, dessen Einsprenglinge Labradorit und Sanidin, brauner Amphibol, wenig Augit und Magnetit sind. Die Grundmasse ist ärmer an Augit und Magnetit und besteht wesentlich aus Oligoklasleistchen mit Sanidinkitt. — Vom Mount Cooroy, East Moreton and Wide Bay Districts, Queensland, beschreibt H. J. Jensen unter der Bezeichnung Andesite Gesteine, die nach den Angaben über ihren Pyroxen, er wird Ägirin-Akmit genannt, und nach ihrem Auftreten in einem Gebiet foyaitischer Magmen wohl zu den Trachyandesiten zu stellen wären und dann nach der Beschreibung dem siebengebirgischen Typus entsprechen dürften. Eines der Vorkommnisse hat vitrophyrische Struktur. Aus demselben Gebiete führt Jensen von der Bahnlinie zwischen Eumundi und Cooroy ein feinkörniges, bläulichgraues, holokristallines, mehr oder weniger panidiomorphkörniges Gestein als Sodic Quartz-Andesite an, welches sich, nach abnehmender Menge geordnet, aufbaut aus Orthoklas, Magnetit, Ägirin in Umwandlung zu Chlorit, Hämatit, von der Umwandlung des Ägirins herrührend, etwas Quarz, Apatit und sekundärem Kaolin. Das Gestein bildet eine beträchtliche intrusive Masse. Nahe verwandte Gesteine finden sich an derselben Bahnlinie auch zwischen Eumundi und Cooroy und zwischen Yandina und Nambour wieder.

Es ist schwer, die Verbreitung der Trachyandesite über die Erde schon jetzt aus der Literatur festzustellen, da Beschreibungen, wenn nicht von Analysen begleitet, nicht immer eine sichere Entscheidung zwischen Andesit und Trachyandesit möglich machen. Man wolle daher die folgenden Angaben mit Vorsicht aufnehmen, wenn ich auch versichern darf, jedes mir zweifelhaft erscheinende Vorkommen unberücksichtigt gelassen zu haben.

Gourdon beschreibt unter der Bezeichnung Trachyandesite helle trachytische Gesteine mit Einsprenglingen von spärlichem braunem Amphibol, Orthoklas und dem Andesin nahestehendem Plagioklas in schwach glasführender Grundmasse mit Orthoklas, Oligoklas und etwas Amphibol. Sie bilden Gänge im Diorit der Inseln Wandel, Anvers, Wiencke und Lund im antarktischen Grahamsland und werden von Gourdon für jungvulkanisch gehalten. Auf der Insel Wiencke treten neben ihnen Gänge von Labradorites auf.

Was Tannhäuser als Hornblende-Andesite vom Cerro del Morro, Cerro del Valle, Cañada Honda, Cerro de Don Prajido, Cerro Tomalasta und Cerro de Sololosta in der argentinischen Provinz San Luis beschreibt, scheint mir durchaus den siebengebirgischen Trachyandesiten zu entsprechen. Dagegen sind die Andesite der Provinz Catamarca

(Hoyada) und der von Cerros Largos, Prov. San Luis wohl eigentliche Andesite. Unter dem Namen Trachy-Tephrit (es ist dasselbe, wie die tephritischen Trachyte Becke's von den Columbretes) führt er graue dichte Gesteine von der Cuesta de Camera, Prov. Salto, auf mit kleinen Einsprenglingen von Labradorit, die oft eine äußere Schale von nirgends selbständig vorkommendem Orthoklas haben, ferner von Ägirinaugit ($c : a = 30^0$) und Diopsid, sowie von Hornblende mit $c : c = 15^0$, a gelb, ins Grünliche, b olivgrün, c sattgrün. Der Amphibol zerfällt randlich unter Neubildung von Orthoklas, Ägirinaugit und Magnetit; Titanit ist ein häufiger Einsprengling. Die holokristalline Grundmasse besteht wesentlich aus Orthoklas und Nephelin mit etwas Plagioklas und Ägirinaugit, auch mit unregelmäßigen Flecken von Andesin. Die Trachyandesite der Provinzen San Luis und Salta haben mit der Eruptivformation der Anden wohl nichts zu tun, sondern schließen sich an die foyaitisch-theralithischen Gesteine der brasilianischen Staaten Goyaz und Matto Grosso an.

D. W. Johnson beschreibt grobholokristallin-porphyrische zentrale Teile lakkolithischer »Augitandesite« der Cerrillos Hills in Neu-Mexiko unter dem Namen Gabbro-porphyry. Doch deutet die mitgeteilte Analyse nicht auf augitandesitische, sondern auf trachyandesitische bis trachydoleritische Natur dieser Gesteine, wofür denn auch die Häufigkeit des Kalifeldspates, die Verf. angibt und der allerdings nur vermutungsweise einmal angegebene Nephelin oder Leucit spricht. Wird der Gehalt an Kalifeldspat dem an Plagioklas ungefähr gleich, so nennt Johnson die Gesteine Augit-Monzonitporphyre. Für diese Deutung spricht auch das Vorkommen monchiquitischer und limburgitischer Gänge in den Cerrilhos Hills. Diese »Augitandesite« und »Augit-Monzonitporphyre« sind das Muttergestein der zuerst von Clarke und Diller (U. S. geol. Survey Bull. No. 42) beschriebenen Türkise.

Vieles, was Iddings aus den nördlichen Teilen des Yellowstone National Park und Merill und J. E. Wolff aus Montana als Andesite beschrieben, dürfte zu den Trachyandesiten gehören. Dahin rechne ich die Andesite von Iddings aus den Gallatin Mountains und insbesondere diejenigen aus dem Crandall Basin. Die in der älteren basischen Breccie des Crandall Basin aufsetzenden Gänge (Grundmasse aus tafelförmigem Labradorit mit Mänteln von Sanidin, kleinen Augiten und Magnetit mit Einsprenglingen von Labradorit, Augit, Olivin und Magnetit) sind nach der Beschreibung offenbar Trachydolerit. Ebenso die Basaltströme in der Breccie. Der Kern des Crandall Vulkans besteht aus einem hypidiomorphkörnigen Tiefengestein und wird von Iddings selbst als ein Orthoklas- und Quarz-führender Gabbro mit Übergängen in Monzonit beschrieben. In den gröberkörnigen Abarten des Kerngesteins findet sich die für Monzonite so charakteristische Erscheinung, daß kleine rundliche Labradorite und Pyroxene in großen Orthoklasindividuen eingewachsen sind und ebenso die poikilitische Durchwachsung der Biotitblätter mit den übrigen Gemengteilen. Mineralbestand, Struktur und chemischer Bestand stellen das Gestein zu Monzonit und Essexit.

Daraus, sowie aus dem chemischen und mineralogischen Bestande, wird man die als Andesite beschriebenen Gesteine des Crandall Basin mit voller Berechtigung bei den Trachyandesiten des Siebengebirges einreihen dürfen.

Latite nannte F. L. Ransome effusive trachyandesitische bis trachydoleritische Gesteine vom Westabhang der Sierra Nevada, Californien im Stanislaus River Gebiet, besonders vom Table Mountain, wo über zersetztem Granit ein dünnes Bett von Liparittuffen liegt, über die sich Basaltströme in einer Gesamtmächtigkeit von 400 Fuß ergossen, die wieder von drei Latitströmen überlagert werden, deren unterster mit 500 Fuß Mächtigkeit und oberster aus Augitlatit, deren mittlerer aus Biotit-Latit besteht. Der dunkelgraue Augitlatit enthält nach Ransome zahlreiche bis 10 mm lange Einsprenglinge von Labradorit, vereinzelte von Augit, zu dem sich mikroskopisch Olivin gesellt in hyalopilitischer Basis mit Labradorit, Augit, Magnetit und Apatit. — Der Biotitlatit des mittleren Stromes von dunkel- bis hellgrauer Farbe und brecciösem Aussehen führt viele Biotit- und spärliche Labradorit- und Augit-Einsprenglinge in poroser eutaxitischer Grundmasse aus helleren und trüben Glassträhnen mit beginnender Kristallisation und älteren kristallinen Ausscheidungen, die zusammen mit wirklichen Einschlüssen das brecciöse Aussehen bedingen. Apatit und Magnetit, auch grüne Hornblende und ganz vereinzelt Hypersthen kommen vor. Das Glas dieser Gesteine ist reich an K_2O und hätte bei voller kristalliner Entwicklung Orthoklas liefern müssen. Mit dieser Beschreibung stimmt die Zusammensetzung eines Augit-Latits vom Table Mountain bis auf die Grundmasse-Feldspate, die bei kurzrektangulärer Ausbildung teils dem Oligoklas, teils dem Sanidin angehören, während die Einsprenglinge etwa der Mischung $An_{40}A_{60}$ entsprechen. Ebenso die eines vitrophyrischen Biotit-Latits von Mc Kay's Mill, Calaveras Co. Californien und eines nicht ganz frischen Augit-Latits östlich vom Silver Lake, Colorado.

Etwas abweichend sind die von L. V. Pirsson untersuchten Latite der Highwood Mountains in Montana. Die Vorkommnisse vom North Willow Creek bei seinem Austritt aus dem Gebirge sind auf frischem Bruche blaß bläulichbraun oder schokoladenfarbig, bisweilen auch mattgrün, oft durch haselnußgroße Einschlüsse breccienartig. Die Hauptgemengteile sind eine braune idiomorphe Hornblende mit (110) (010) $(\bar{1}11)$ in kurzen Säulen mit c tief orangerot, bisweilen ins Braune, b orange, a blaß zitrongelb in Einsprenglingen, Labradorit Ab_3An_4 und Alkalifeldspat ohne Zwillingslamellen nur in der Grundmasse in schmalen Leisten. Diese werden umrandet von schwach doppelbrechenden Aggregaten als Kristallisationsprodukte der letzten Magmenreste, die sich bei besserer Kristallisation wohl zu granophyrischen oder poikilitischen Quarzfeldspatgemengen entwickelt hätten, wie das in manchen Vorkommnissen, deren Labradorit etwas größere Dimensionen angenommen hat, wirklich der Fall ist. Manche Vorkommnisse enthalten auch etwas Pyroxen. Die rote Hornblende ist vielleicht aus grüner hervorgegangen, die an

andern Lokalitäten sich statt der roten findet und dann gelegentlich rote Flecken zeigt. In der roten Hornblende ist c : c fast Null und die Doppelbrechung gering. Neben der roten Hornblende kommt auch roter Biotit in spärlichen Einsprenglingen vor. — Ch. Palache beschreibt hyalopilitischen Augit-Latit in Gängen vom Chichagof Peak, Stepovak Bay in Alaska und Pirsson wie Palache vergleichen ihre Gesteine mit dem Vulsinit. — Auch J. Barrel beschrieb vom Elkhorn Mountain, Montana, effusive und intrusive Trachyandesite vom Charakter der Latite Ransome's, die offenbar den siebengebirgischen nahestehen. Die effusiven enthalten Einsprenglinge von Bytownit mit schmalen saureren Mänteln, Biotit, Amphibol und seltenem Augit in einer Grundmasse aus Feldspatleistchen. Dabei sind Grundmasse und Einsprenglinge wie mit einem Schleier aus Biotit- und Hornblendefetzen überzogen, die teils zu Streifen und Flecken zusammengedrängt sind und deren Entstehung auf einen Akt der Umkristallisation unter der Einwirkung eines Tiefengesteins zurückgeführt wird. Analcim und Natrolith erscheinen als Umwandlungsprodukte. Mit diesen Gesteinen zusammen treten am Elkhorn Mtn. hellgrüne Gesteine auf, die aus Plagioklas, Orthoklas, Zeolithen und farblosen Pyroxenkörnern bestehen.

Zu den Trachyandesiten rechne ich auch den Ciminit Washington's, von dem mir Proben von der Fontana di Fiescoli und von La Colonetta im Ciminischen Gebirge vorliegen. Das Charakteristische dieses Typus liegt in der dem hohen K_2O-Gehalt entsprechenden Herrschaft des Sanidins in der Grundmasse, die dann eine dem Sanidin fast gleiche Menge von diopsidischem Pyroxen, nicht gerade spärliche Biotitfetzen, etwas Rhönit und Magnetit führt. Als Einsprenglinge treten ein basischer Labradorit ($Ab_{40}An_{60}$), reichlicher Diopsid, etwas opacitisch veränderter brauner Amphibol und Olivin auf. Zu diesem Typus gehört auch der oben S. 937 erwähnte Biotit-Vulsinit vom Monte Santa Croce bei Roccamonfina.

Paläovulkanische Trachyandesite, die unter der Bezeichnung Porphyrite in der Literatur sich finden müßten, sind meines Wissens bisher nicht bekannt. Es dürfte sich lohnen, die Gebiete der Grandes Rousses und die Ergußgesteine von East Lothian in Schottland, von denen S. 922 Paläotrachyte aufgeführt wurden, daraufhin zu untersuchen. Aus dem letztgenannten Gebiete liegt mir ein porphyritisches Gestein von North Berwick Law vor, das wohl hieher gehören könnte. Das leider unfrische Gestein hat keine Einsprenglinge und besteht fast ausschließlich aus leistenförmigem Andesin und Orthoklas mit nur sehr geringer Beimengung von Biotit, farblosem Diopsid und Magnetit in trachytischem Gefüge. — Ebenso dürfte man vermuten, daß die Porphyrite des Monzonigebietes in Tirol hieher gehörten und das Wenige, was ich daraus kennen lernte, würde dem nicht widersprechen; auch der nicht unbeträchtliche Gehalt an K_2O spricht für eine solche Deutung.

Eine eigene kleine Gruppe von Andesiten liegt in den mikroskopisch zuerst von Sauer beschriebenen **hauynführenden Andesiten**

vor. Dieselben vermitteln zwischen den Andesiten und Tephriten in ganz ähnlicher Weise wie die Sodalithtrachyte zwischen den Trachyten und Phonolithen. Diese Stellung drückt sich mineralogisch sofort darin aus, daß neben oder an die Stelle der normalen Augite der Diopsid-Augitgruppe alkalihaltige Pyroxene treten, soweit diese Gesteine mir bekannt geworden sind. Sowohl in dem Gestein von Tenoya, wie in dem von Guinigada und von Tres Montañas auf Gran Canaria sind die Einsprenglinge Ägirinaugit (z. T. mit diopsidischen Kernen und die Grundmassepyroxene z. T. Ägirinaugit, z. T. Ägirin; an letzterem Orte erscheint auch eine tiefbraune Hornblende mit $b > c > a$. Sauer glaubt denn auch einen kleinen Gehalt an Nephelin in gewissen Vorkommnissen erkannt zu haben. Diese hauynführenden Andesite sind zuerst von den Canarischen Inseln bekannt geworden. Dieselben enthalten an älteren intratellurischen Ausscheidungen neben Magnetit, Apatit, spärlichem Zirkon, reichlich Titanit, Ägirinaugit, Hornblende, Augit, Hauyn und Plagioklas in oft tafelförmigen und ungestreiften Kristallen; die Grundmasse ist bald hyalopilitisch und besteht aus Plagioklasleisten mit viel Ägirinaugit, z. T. Ägirin und Magnetit und einer von opaken Kristalliten und Trichiten erfüllten Glasbasis (Tres montañas auf Canaria), bald pilotaxitisch (Guinigada und Tenoya auf Canaria) mit ziemlich grobem Korn. Der Reichtum an Magnetit und Augit, sowie die, nach der Lage der Auslöschungsrichtungen zu schließen, hohe Basizität der Feldspate stellt das Gestein in die Nähe der Tephrite und entfernt es von den typischen Andesiten. Dem entspricht auch der Reichtum an Pyroxen und Hornblende unter den Einsprenglingen.

Fouqué wies hauynführende Amphibol-Trachyandesite von Bataillouze im Cantal nach und Michel-Lévy beschreibt sie unter dem Namen téphrites vom Banne d'Ordenche im Mont Dore, vom Ravin de Lusclade, zwischen dem Roc Blanc und dem Lac de Guéry und zwischen dem Puy de l'Ouire und dem Aiguiller de Guéry. Der herrschende Feldspat ist Labradorit mit saureren Mänteln, neben Einsprenglingen von Hornblende erscheint reichlicher Augit (auch in der Grundmasse) in mehreren Abarten und ziemlich häufig Titanit. Der Feldspat der Grundmasse ist vorwiegend Oligoklas. — Die Vorkommnisse von Mareuge, Fond Marcel und Puy d'Alou enthalten neben Labradorit auch Sanidin-Einsprenglinge und ein rötlichgelbes »palagonitisches« Glas mit stark doppelbrechenden positiven Sphärolithen, die das Bertrand'sche Interferenzkreuz zeigen.

Möhl beschrieb einen Hauynandesit von Okka auf der Insel Flores; ob der Hauyn sicher bestimmt sei, ist nicht ganz zweifellos.

Eine nach mehreren Richtungen hin eigentümliche Gruppe bilden die von Förstner besprochenen Augitandesite der Insel Pantelleria. Zunächst zeigen ihre Feldspate durchaus den Habitus der Anorthoklase, nicht denjenigen der normalen Plagioklase, zumal in der überaus feinlamellaren, mikroklinartigen Struktur. Auch ist ihr Achsenwinkel um die negative Bissectrix für echte Plagioklase in vielen untersuchten Schnitten auffallend klein. Der Einsprenglingsaugit ist offenbar

von zweierlei Art, ein zwischen grün und bräunlich pleochroitischer Ägirinaugit mit starker Dispersion der Bissectricen und der Achsen, und ein hellgrüner, unpleochroitischer Diopsid. Olivin erscheint ziemlich konstant als akzessorischer Einsprengling. Die Grundmassen sind holokristallin vom Habitus der Grundmassen der Katophorittrachyte etwa, nur reicher an farbigen Gemengteilen, unter denen neben grünen Mikrolithen, die jedenfalls z. gr. T. dem Pyroxen angehören, oft die, wohl mit dem Cossyrit identischen, Säulchen und Fetzen von tiefkrappbrauner Farbe und starkem Pleochroismus auftreten. Letztere ordnen sich gelegentlich zu roh radialen Häufchen, setzen sich auch gern an Feldspatdurchschnitte und umsäumen diese (Marina di Suvachi). Bald fehlt das zum Cossyrit gestellte Mineral und in der trachytoiden Grundmasse liegt neben den normalen Einsprenglingen vereinzelt Hypersthen (Cuddia Patita). Normale hyalopilitische Andesitstruktur (Monte Ghibele) führt hinüber zu vitrophyrischen Typen, in denen bei tiefbrauner oder rotbrauner Farbe die mikrolithischen Ausscheidungen der Effusionsperiode nahezu vollständig fehlen (Miliach an der Montagna Grande und Costa di Venicola), während bei hellerer Färbung tafelförmige und leistenförmige Mikrolithe von Feldspat, auffallend lang säulenförmige eines lauchgrünen Augits, und schön idiomorphe Säulen von tiefbraunem Cossyrit nicht allzuspärlich vorhanden sind (Scauri). An Erzen kommt in den nicht glasigen Formen oft recht reichlich Hämatit in blutrot bis gelb durchsichtigen Täfelchen vor, welchen auch Förstner angibt, der seine Aufmerksamkeit wesentlich und in erster Linie den Feldspaten dieser Gesteine schenkte. Er unterscheidet einen älteren Augitandesit in teils holokristallin-porphyrischer, teils vitrophyrischer Facies, dessen Plagioklaseinsprenglinge, prismatisch nach der vertikalen Achse, nur kleines M haben. Die Grundmasse soll bei kristalliner Ausbildung aus Plagioklas, Magnetit, chloritischer Substanz und Hämatit bestehen. Als weitere Einsprenglinge nennt Förstner spärlichen lauchgrünen Augit und Magnetit, und betont die Häufigkeit des Bavenoer Gesetzes bei den Feldspateinsprenglingen. Dem gegenüber unterscheiden sich die jüngeren Augitandesite durch tafelförmige Feldspate mit M und n als herrschenden Flächen, an denen das Bavenoer Gesetz nicht beobachtet wurde.

Ältere Ausscheidungen in Andesiten und Trachyandesiten.

In den Pausen vulkanischer Tätigkeit muß sich im Innern der Vulkane eine Kristallisation im Magma vollziehen, die, je nachdem dabei das ungespaltene Magma oder Spaltungsprodukte desselben das Material liefern, zur Bildung von stofflich recht verschiedenen Gesteinsformen führen kann. Bei eintretender Eruption wird man derartige Gebilde, wenn diese ohne stark explosive Phänomene verläuft, als Einschlüsse in den Laven antreffen, während sie bei stark explosivem Charakter der Eruption in kleineren und größeren Fragmenten in den Tuffen und

Breccien sich finden werden, bald mit, bald ohne einen Überzug der Lava. Als Beispiel hierfür sei an die sogen. Olivinfelsknollen in den Basalten und an die Auswürflinge solcher in den Eifeler Maaren und an andern Orten erinnert. So mannigfach derartige Bildungen sein können, ist es doch durch die Natur der Dinge ausgeschlossen, daß wir Formen der beiden Hauptgruppen der Eruptivgesteine, der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen einerseits, der foyaitischen und theralithischen andrerseits, gemengt finden. Darin liegt die große Bedeutung dieser Gebilde für die Erkenntnis der Gesteinsverwandtschaft. Schon in der 2. Aufl. dieses Buches wurde dieser Umstand betont und das Vorkommen der Auswürflinge von Sanidinit, Alkalisyenit und Foyait in den Tuffen der Trachyte und Phonolithe, von Peridotiten und Gabbro in den basaltischen Tuffen hervorgehoben. Die Unterscheidung dieser Gebilde von Bruchstücken in der Tiefe anstehender älterer Gesteine ist in den meisten Fällen durch den Erhaltungszustand und den Grad miarolitischer Lockerheit des Gefüges recht sicher gegeben.

Die einfachste Form dieser Gebilde stellen die sogen. älteren, intratellurischen Ausscheidungen dar. Solche Ausscheidungen von hypidiomorph- bis panidiomorph-körniger Struktur beobachtete Osann in dem Biotit-Pyroxen-Andesit des Hoyazo am Cabo de Gata. Sie bestehen aus denselben Mineralien, wie dieser, nur fehlt der Cordierit und der Hypersthen, und Hornblende und Biotit herrschen stark über den Feldspat vor; der Augit ist idiomorph und diopsidähnlich. — Ebenso treten in den vitrophyrischen bis hyalopilitischen Hornblende-Hypersthen-Andesiten von San José, Pozo de los Frailes bis nach Escullos hin bis Kubikfuß große ältere basische Ausscheidungen auf. In den miarolitischen Zwickeln dieser Massen hat sich Tridymit, Hypersthen und etwas Apatit angesiedelt. Ihre Struktur ist holokristallin-porphyrisch; Hornblende, Hypersthen und Plagioklas bilden die Einsprenglinge und die Grundmasse.

Sie sind durchaus nicht selten und finden sich auch in den siebenbürgischen Andesiten und im Trachyandesit des Stenzelberges. Ebenso wird man hierher die als Block in den Laven von 1866 gefundenen und von Fouqué genau untersuchten, sogen. Anorthitlaven von Santorin stellen dürfen, die sich aus Anorthit, Augit und Olivin in hypidiomorph-körnigem Gefüge aufbauen, also einen Gabbro darstellen.

Das nicht entmischte Magma der Santoringesteine in mehr oder weniger reiner Tiefengesteinsform findet sich in zahlreichen Blöcken bis zu Kubikmetergröße in den Bimssteintuffen von Thera und wurde unter dem Namen Mikrotinit (nach Analogie von Sanidinit gebildet) von A. Lacroix beschrieben. Diese Mikrotinite sind feinkörnig und miarolitisch, weiß bis rosa und bestehen aus idiomorphen, stark zonar gebauten, glasigen Plagioklasen aus einem Kern von Labrador-Bytownit mit Schalen bis hinauf zum Oligoklas, aus Prismen von Hypersthen, Augit und Hornblende nebst etwas Biotit. Die Poren des Gesteins sind oft mit Tridymit erfüllt oder aber um die Feldspate herum finden sich grano-

phyrische Aggregate von Quarz mit Oligoklas, seltener mit Sanidin. Die Bildung sowohl des Tridymits, wie der granophyrischen Aggregate hält Lacroix nicht für einen normalen Teil der Gesteinsverfestigung, sondern leitet sie aus der Einwirkung von Fumarolen auf die letzten, sonst als Glasbasis vorhandenen Kristallisationsrückstände des Magmas ab. Auch Quarz findet sich statt des Tridymits oder der granophyrischen Aggregate. In analogen Bildungen von Akrotiri, Santorin, und von der Insel Milo werden die Pyroxene durch braune Hornblende vertreten, die jünger ist als der Feldspat.

Unter den von W. Reiss gesammelten und der Heidelberger Sammlung geschenkten Auswürflingen finden sich solche, die genau der Beschreibung von Lacroix entsprechen, während andere, der granophyrischen Aggregate fast ganz entbehrende neben denselben Feldspaten vorherrschend grüne Hornblende und nahezu farblosen Diopsid bei nur sehr wenig Hypersthen enthalten. Wieder andere mit sehr zierlicher granophyrischer Mesostasis bestehen aus Feldspat, um dessen normallabradoritische Kerne sich Schalen steigenden Albitgehaltes bis hinauf zu $Ab_{86}An_{14}$ ordnen, während der herrschende femische Gemengteil fast farbloser Diopsid ist, dem grüne Hornblende und Hypersthen nur spärlich sich beigesellen. Man sieht, daß alle diese Gebilde den quarzhaltigen Dioriten entsprechen, deren effusive Äquivalente die Santorinlaven darstellen. — Ganz analoge Gebilde beschreibt A. Lacroix von La Martinique und St. Vincent.

Ebenso beschrieb Mügge grobkörnige Auswürflinge vom Pico das Camarinhas am Westabhang des Gebirges von Sete Cidades auf San Miguel, die bei hypidiomorph- bis panidiomorph-körnigem Gefüge aus basischem Bytownit mit braunem Biotit und tiefrotbraunem Amphibol mit etwas grünem Augit, reichlichem Magnetit und stark pleochroitischem Apatit bestehen. Der Amphibol hat c rotbraun, b lichtrot, a grün bei kleinem c : c und großem 2 V mit symmetrischer Achsenlage. Der Biotit hat den gleichen Pleochroismus zwischen c = b rotbraun, a grün. Hier läge also ein basisches Spaltungsprodukt des trachyandesitischen Magmas vor, das einen etwa essexitischen Bestand zeigt. — Dagegen bestanden Auswürflinge von den Cañadas Bergen nahe dem Risco de la Fortaleza auf Tenerife in einem Gebiete, wo Phonolithe und Trachydolerite die herrschenden Gesteine sind, aus einem mittel- und hypidiomorph-körnigen Gemenge aus Orthoklas, Anorthoklas, Mikroperthit mit Ägirin, Sodalith, etwas Nephelin und Laavenit. Sie entsprechen also genau einem Sodalith-Ägirin-Syenit.

A. Lacroix beschreibt als Einschlüsse in den Hauyn-Trachyandesiten des Mont Dore zwischen dem Roc Blanc und dem See Guéry, weiße körnige Mikrotinite, die aus Apatit, Magnetit, Titanit, Biotit, Hornblende, grünem Augit, Nosean mit etwas Sodalith, Plagioklas mit Kernen von Labrador-Bytownit und Schalen, die bis zum Oligoklas ansteigen, in idiomorphen Kristallen bestehen, die von breiten Tafeln von Sanidin mit kleinem 2 V nach Art der Monzonitstruktur umhüllt werden. Das

ist also die Zusammensetzung des bisher noch nicht aufgefundenen Tiefengesteins, dessen effusives Äquivalent die Hauyn-Trachyandesite darstellen.

Ältere basische Ausscheidungen sind recht verbreitet in den Trachyandesiten des zentralen Frankreich.

Die Einschlüsse fremder Gesteine erleiden unter der Einwirkung des sie umhüllenden Magmas und seiner Dämpfe und Gase oft weitgehende Veränderungen, die in allen wesentlichen Punkten mit den normalen und pneumatolytischen Kontaktphänomenen an den Tiefengesteinen übereinstimmen. Mitteilungen hierüber findet man bei Dannenberg und K. Vogelsang über Einschlüsse in den niederrheinischen, bei A. de Romeu über solche im Trachyandesit von Le Lioran im Cantal, welche genau die analogen Bildungen im Diorit von Klausen wiederholen. Angaben über Einschlüsse von mergeligen Kalksteinen in den Santorinlaven machten Fouqué und Lacroix. Eine Fülle von Material dieser Art hat Lacroix in seinem Werke: Les enclaves des roches volcaniques, Mâcon 1893 und in seinen Arbeiten über den Ausbruch der Montagne Pelée gesammelt.

Die Tuffe der Dacite, Andesite und Porphyrite

sind bisher nur in geringer Ausdehnung untersucht worden. So beschrieb Ant. Koch Tuffe, welche die Amphibolandesite der Donau-Trachytgruppe am rechten Ufer dieses Flusses bei Visegrad begleiten, Behrens solche von Java, Hatch etwas eingehender solche vom Yurac bei Arequipa, welche aus Fragmenten von Feldspat, Gesteinsglas und Bimsstein bestehen, die durch Chalcedon verkittet werden, und Wichmann solche von dem Viti-Archipel. — In andesitischen Tuffen des John Day Basin im Staate Oregon fand Calkins in weiter Verbreitung ein zeolithisches Cäment.

Über einen durch Basalt veränderten Tuff des Hypersthenandesits vom Hornitos Cone im Eureka-Distrikt, Nevada, berichtet Iddings l. c. S. 385.

Wichtig für die Deutung der Tuffporphyroide des Lennegebiets sind die Beschreibungen eines Dacittuffs mit großen Kugeln von Kérö bei Szamos Ujvár in Siebenbürgen durch Berwerth (Annal. d. k. k. naturhist. Hofmuseums. Wien 1895. X. 78). Die großen (20—25 cm) Kugeln desselben bestehen ebenso wie der Tuff selbst aus Kristallen und Bruchstücken von Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende in einer Grundmasse von Chlorit, Kalk, sekundärem Quarz, Chalcedon, Opal und Eisenhydroxyden. Der Calcit ist vorwiegend in kugligen und linsenförmigen Körnern entwickelt, um welche sich die grünen Chloritmassen legen, wodurch eine zellige, an Pflanzengewebe erinnernde Struktur entsteht. Diesem Gewebe ist Opal reichlich in unregelmäßig begrenzten Feldern beigemengt. Den auffälligsten Bestandteil der Tuffmasse bilden jedoch konkavbogenförmig begrenzte Körper, wie

sie in den Tuffporphyroiden beschrieben und als Aschenstruktur bezeichnet wurden. Berwerth deutete jedoch diese Gebilde wegen des konzentrischen und nach innen gerichteten Wachstums des Ausfüllungsmaterials derselben (sie bestehen randlich aus Quarz und Chalcedon und zentral aus Calcit) als Mandeln. »Da Mandeln Abgüsse von Hohlräumen sind, so wird bei den Mandeln mit eingestülpten Konkavflächen vorauszusetzen sein, daß deren Ausscheidung in Hohlräumen zwischen kuglig geformten Körpern geschah. — Im vorliegenden Tuffe sind es Körner und Linsen von Calcit, an denen die Mandeln als jüngste Bildung ihre konkavbogige Formung erhielten.« Mügge, der dasselbe Vorkommnis studierte (N. J. 1896. I. 79), verwirft diese Erklärung und hält auch hier daran fest, daß sie, was zuerst von mir in der 2. Aufl. d. B. angegeben wurde, ursprüngliche Aschenteilchen seien. Die großen Kugeln von Kérö erklärt Mügge ebenso wie Berwerth als Konkretionen, welche durch eine von einem Punkt ausgehende und allseitig radial fortschreitende Kalkausscheidung entstanden.

Über Porphyrittuffe findet man Mitteilungen in den oben angeführten Arbeiten von E. E. Schmid, Gümbel, Lepsius und Teall.

H. Kynaston untersuchte andesitische Tuffe aus dem Lower Old Red im Distrikt von Lorne, Argylleshire, welche reichlich die charakteristischen, konkavbogig begrenzten Teilchen glasiger Aschen und eine Beimengung quarzporphyrischen Materials enthalten, im wesentlichen aber Kristalltuffe mit Lapilli sind.

Maynard Hutchings beschreibt Tuffe aus dem Tale von Moredale im Lake-Distrikt des nördlichen Englands, in denen Lapilli von porphyritischem und quarzporphyrischem Charakter in einer cämentierenden Grundmasse liegen, welche aus Chlorit, Sericit und winzigsten Granaten besteht, deren Menge allerdings nach der chemischen Analyse des Gesteins nicht groß sein kann. Diese Grundmasse bildet auch für sich allein Schiefer (slates, ash-slates). — In andern ash-slates (Kentmere Valley) ist statt des Granats ein sehr feines Quarzmosaik vorhanden. Die Zusammensetzung dieser Gesteine ist natürlich nicht eine ursprüngliche, sondern bedingt durch den Schieferungsprozeß. Die ursprünglichen Lapilli sind z. T. vollkommen verquetscht und ausgewalzt, z. T. aber auch in ihrer ursprünglichen Form erhalten. Die Titansäure dieser, oft sehr calcitreichen, Schiefer ist als Titanit in sekundären Körnern oder als Anatas, nie in der Gestalt von Rutil (sog. Tonschiefernädelchen) vorhanden. Auch fehlt der Turmalin durchaus, der sonst in Dachschiefern vorkommt. Diese Tuffgesteine werden als solche, roofing slates, verwendet.

Die spärlichen bisher vorliegenden Untersuchungen über Porphyrittuffe von E. E. Schmid, Gümbel, Lepsius, Teall gestatten keine zusammenfassende Darstellung der Beschaffenheit solcher Gebilde.

Die Familie der Basalte, Melaphyre und Diabase.

Literatur.

A. D'ACHIARDI, Diabase e diorita dei monti del Terriccio e di Riparbella, prov. di Pisa. Soc. Tosc. Sc. Nat. 28. Juni 1885.

GIO. D'ACHIARDI, Due esempi di metamorfismo di contatto. Atti Soc. tosc. Sc. nat. XVI. Pisa 1898.

– Descrizione di alcune rocce della Colonia Eritrea raccolte dal Dr. G. BARTOLOMMEI GIOLI. Atti Soc. tosc. di Sc. nat. Pisa 1902. Mem. XVIII.

FRANK D. ADAMS, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report of the Canadian geol. Survey for 1882.

– Rocks collected in the Yukon District and adjacent northern portion of British Columbia. Geol. Survey of Canada. Report 1887.

– Report on the geology of a portion of the Laurentian Area lying to the North of the Island of Montreal. Geol. Survey of Canada Annual Report VIII. Ottawa 1896.

JOS. G. AGUILERA y EZ. ORDOÑEZ, Expedicion scientifica al Popocatepetl. Comision geol. Mexicana. Mexico 1895.

SAM. ALLPORT, On the basaltic rocks of the Midland coal-fields. Geol. Mag. VII. No. 70. April 1870. 159–162.

– On the microscopic structure and composition of British Carboniferous Dolerites. Q. J. G. S. 1874. XXX. No. 120. 529–567.

– On the diorites of the Warwickshire coalfield. Q. J. G. S. 1879. XXXV. No. 139. 637–642.

P. ALOISI, Contributo allo studio petrografico delle Alpe Apuane. Rocce granitiche, eufotidiche, diabasiche e serpentinose. Boll. R. Com. geol. d'Italia. XXVI. fasc. 4. Roma 1906.

L. v. AMMON, Petrographische Ergebnisse der Reise des Herrn R. OBERHUMMER in Klein-Asien nebst allgemeinen geologischen Bemerkungen. Aus R. OBERHUMMER und H. ZIMMERER, Durch Syrien und Kleinasien. Berlin 1899.

– Petrographische und paläontologische Bemerkungen über einige kaukasische Gesteine. Aus: C. MERZBACHER, Aus den Hochregionen des Kaukasus. Bd. II. Leipzig 1901.

– Die Steinkohlenformation in der Rheinpfalz. Abdruck aus den Erläuter. zu Blatt Zweibrücken der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. München 1903.

A. ANDREAE, Über Hornblendekersantit und den Quarzmelaphyr von Albersweiler, Rheinpfalz. Z. D. G. G. 1892. XLIV. 824.

A. ANDREAE und A. OSANN, Tiefenkontakte an den intrusiven Diabasen von New Jersey. Verhdl. naturhist.-med. Ver. Heidelberg. N. F. V. 1. 1892.

G. ANGELBIS, Petrographische Beiträge. Inaug.-Diss. Bonn 1877.

– Über die Bimssteine des Westerwaldes. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. für 1881. 393–411. 1882.

FR. ARNO ANGER, Mikroskopische Studien über klastische Gesteine. T. M. M. 1875. 153–174.

H. H. ARNOLD-BEMROSE, On the microscopical structure of the carboniferous dolerites and tuffs of Derbyshire. Q. J. G. S. 1894. L. 603.

H. H. Arnold-Bemrose, A sketch of the geology of the Lower carboniferous rocks of Derbyshire. Geologists Association. London 1899.
— On a sill and faulted inlier in Tideswell Dale (Derbyshire). Q. J. G. S. 1899. LV. 239.
— The toadstones of Derbyshire, their field relations and petrography. Q. J. G. S. 1907. LXIII. 241.
H. Arsandaux, Contributions à l'étude des roches basaltiques de l'Est-Africain. C. R. 1903. CXXXVII. 1308.
— Contributions à l'étude des roches alcalines de l'Est-Africain. Comptes-Rendus scientifiques de la Mission Duchesne-Fournet. Paris 1906.
E. Artini, Studii petrografici su alcune rocce del Veneto. Giorn. min., crist. e petr. I. fasc. 2. 1890.
— Appunti petrografici sopra alcune rocce del Veneto. I Basalti del Veronese. Atti R. Istituto Veneto. 1894—95. (7.) VI. 252.
A. Arzruni, Untersuchung der vulkanischen Gesteine aus der Gegend von Abu-Zábel am Ismaïlia-Kanal. S. B. A. 1882. X. 178—182.
G. Attwood, A contribution to South American geology, with an Appendix by T. G. Bonney. Q. J. G. S. 1879. XXXV. No. 139. 582—590.
H. Bäckström, Über fremde Gesteinseinschlüsse in einigen skandinavischen Diabasen. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. XVI. Afd. II. No. 1. 1890.
E. B. Bailey, On the occurrence of two spherulitic („variolitic") basalt dykes in Ardmuchnish, Argyll. Transact. Edinburgh geol. Soc. VIII. 363. 1905.
M. Baratta, Sulle bombe esplodenti dell' eruzione sottomarina di Pantelleria. Ann. Uff. cent. meteor. e geod. (2.) parte III. vol. XI. Roma.
Ch. Barrois, Sur un filon de gabbro, falaise de la Mort-Anglaise (Finistère). Bull. Soc. géol. Fr. (3.) VI. 1878. 178.
— Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882.
— Filons de la Rade de Brest. Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 694.
— Observations préliminaires sur les roches des environs de Lanmeur (Finistère). Ann. Soc. géol. du Nord. 1888. XV. 238.
— Sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom. Paris 1890.
Florence Bascom, The ancient volcanic rocks of South Mountain, Pennsylvania. U. S. geol. Survey Bull. No. 136. Washington 1896.
— On some dykes in the vicinity of John's Bay, Maine. Amer. Geologist 1899. XXIII. 275.
— The geology of the crystalline rocks of Cecil County. Maryland geological Survey. Baltimore 1902.
M. Bauer, Der Basalt vom Stempel bei Marburg und einige Einschlüsse in demselben. N. J. 1891. II. 93 u. 203.
— Beiträge zur Geologie der Seychellen. Sitzungsber. d. Ges. zur Beförderung d. ges. Naturw. Marburg 1897. No. 1.
— Beiträge zur Geologie der Seychellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterits. N. J. 1898. II. 163.
— Beiträge zur Kenntnis der niederhessischen Basalte. S. B. A. 1900. XLVI. 1023.
— Über einige Diabase von Caraçao. N. J. 1900. II. 140.
— Vorläufiger Bericht über weitere Untersuchungen im niederhessischen Basaltgebiet. S. B. A. 1903. XLIV. 992.
W. S. Bayley, Notes of microscopical examinations of rocks from the Thunder Bay Silver District. Annual Report (New series) of geological Survey of Canada. III. part II. 1889. 115.
— The eruptive and sedimentary rocks of Pigeon Point, Minnesota, and their contact phenomena. U. S. geol. Survey Bull. No. 109. Washington 1893.
Beaugey, Note sur une porphyrite augitique de la Selva de Sallent (Pyrénées espagnoles). Bull. soc. géol. Fr. 1889. (3.) XVII. 688.
— Calcaire albitifère de Bedous, Basses-Pyrénées. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 57.

R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Adorf, Pirna, Königstein-Hohenstein, Kreischa-Hänichen, Sebnitz-Kirnitzschthal und Königstein-Hohenstein der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892, 1893, 1895.
— Die Nickelerzlagerstätte von Sohland a. d. Spr. und ihre Gesteine. Z. D. G. G. 1903. LV. 296.
R. Beck und J. Hibsch, Erläuterungen zu Sektion Großer Winterberg-Tetschen der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.
Fr. Becke, Die Gesteine Griechenlands. T. M. P. M. 1878. I. 485.
— Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. In H. Abich, Geologie der armenischen Hochebene. I. Westhälfte. Wien 1881. 329—364.
Arth. Becker, Über die Olivinknollen im Basalt. Z. D. G. G. 1881. XXXIII. 31—66.
— Schmelzversuche mit Pyroxenen und Amphibolen und Bemerkungen über Olivinknollen. Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 10—20.
Geo. F. Becker, Geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington 1882.
— Geology of the quicksilver deposits of the Pacific Slope. Washington 1888.
— Reconnaissance of the gold fields of southern Alaska, with some notes on general geology. U. S. geol. Survey. 18th Annual Report, part III. Washington 1898.
H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des indischen Archipels. Amsterdam 1880.
— Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verh. Kon. Akad. Amsterdam 1882. XXIII.
M. Belowsky, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Berlin 1892.
— Beiträge zur Petrographie des westlichen Nordgrönland. Z. D. G. G. LVII. 15. 1905.
A. Bensaude, Sur un tuf diabasique contenant des fossiles. Communicações da Comm. dos trab. geol. do Portugal. Lisboa 1892. II. 228.
G. Berg, Gesteine von Angola, São Thomé und St. Helena. T. M. P. M. 1903. XXII. 356.
A. Bergeat, Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. T. M. P. M. 1892. XII. 263.
— Zur Kenntnis der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. Z. D. G. G. 1894. XLVI. 131.
— Der Stromboli. Habilitationsschrift. München 1896.
— Die äolischen Inseln (Stromboli, Panaria, Salina, Lipari, Vulcano, Filicudi und Alicudi) geologisch beschrieben. München 1899. Abhandl. k. bayer. Akad. d. Wiss. II. Kl. XX. Bd. 1. Abt.
— Nachtrag zu K. Sapper's Aufsatz, Über die jüngsten Ereignisse am Vulkan Izalco. N. J. Centralbl. 1903. 129.
J. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.
— Etude géologique du Massif ancien situé au sud du plateau central. Paris 1889.
W. Bergt, Beitrag zur Petrographie der Sierra Nevada de S. Maria und der Sierra de Perijá in Columbia. T. M. P. M. 1888. X. 271.
— Die älteren Massengesteine, kristallinen Schiefer und Sedimente. In: W. Reiss und A. Stübel. Reisen in Süd-Amerika. Geologische Studien in der Republik Columbia. II. Berlin 1899.
— Über einige sächsische Gesteine. Isis. 1902. 37.
— Aschenstruktur in vogtländischen Diabastuffen. Isis. 1903. Heft 1. 26. Dresden.
S. Bertolio, Note sur quelques roches des Collines Euganéennes. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XXI. 407. 1893.
— Contribuzione allo studio dei terreni vulcanici di Sardegna. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1896. 181.
Fr. Berwerth, Über Gesteine von Jan Mayen. Wien 1886.
— Über vulkanische Bomben von den kanarischen Inseln nebst Betrachtungen über deren Entstehung. Annal. k. k. naturhist. Hofmuseums. Wien 1894. IX. 399
F. Bier, Petrographische Untersuchungen von Gesteinen aus Südarabien. Denkschriften der math.-naturw. Klasse d. kais. Akademie. Bd. LXXI. Wien 1906.

E. Billows, Su d'una roccia di filone di Torreglia (Euganei) con geodi di calcite e quarzo ametista e rutilifero. Rivista di mineral. e cristallogr. Italiana. XXX. Padua 1904.

— Ricerche petrografiche intorno ad alcune rocce eruttive del Vicentino. Rivista di min. e cristall. Italiana. XXXII. Padova 1905.

K. O. Björlykke, Geologisk Kart med beskrivelse over Kristiania by. Norges geologiske Undersögelse. No. 25. Kristiania 1898.

H. Blanck, De lapidibus quibusdam viridibus in saxo rhenano, quod vocatur Grauwacke, repertis. Bonae 1865.

K. Bleibtreu, Beiträge zur Kenntnis der Einschlüsse in den Basalten mit besonderer Berücksichtigung der Olivinfels-Einschlüsse. Z. D. G. G. 1883. XXXV. 489.

J. Blumrich, Über die sogenannte Sanduhrform der Augite. T. M. P. M. 1893. XIII. 239.

Hugo Böckh, Vorläufiger Bericht über die Altersverhältnisse der in der Umgegend von Selmeczbanya vorkommenden Eruptivgesteine. Földtani Közlöny 1901. XXXI. 365.

A. Bodmer-Beder, Über Olivindiabase aus dem Plessurgebirge, Graubünden. N. J. B.-B. XII. 238. 1898.

J. F. G. Boerlage, Recherches pétrographiques sur les roches éruptives des Iles de Jersey. Serq et Guernsey. Génève 1898.

G. C. du Bois, Beitrag zur Kenntnis der Surinamischen Laterit- und Schutzrindenbildungen. T. M. P. M. 1903. XXII. 1.

T. G. Bonney, Note on the microscopic structure of some Welsh rocks. Q. J. G. S. 1878. XXXIV. No. 133. 144—146.

— On the serpentine and associated igneous rocks of the Ayrshire coast. Q. J. G. S. 1878. XXXIV. No. 136. 769—786.

— The basalt of the Moabite stone. Geol. Mag. (4.) IX. 493. 1902.

T. G. Bonney and C. A. Raisin, On the so-called spilites of Jersey. Geol. Mag. 1893. (3.) X. 59.

E. Bořicky, Petrographische Studien an den Melaphyrgesteinen Böhmens. Prag 1876. Arch. d. naturw. Landes-Durchforschung in Böhmen. III. Bd. II. Abt. II. Heft.

M. Boule, Description géologique du Velay. Bull. du Service de la carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.

William S. Boulton, On the igneous rocks at Spring Cove near Weston-Super-Mare. Q. J. G. S. 1904. LX. 158.

— The igneous rocks of Pontesford Hill (Shropshire). Q. J. G. S. 1904. LX. 450.

R. Brauns, Diabas mit geflossener Oberfläche von Quotshausen. Z. D. G. G. 1889. XLI. 491.

— Diabasglas und Variolit als randliche Ausbildungsform übereinander geflossener Diabasströme von Homertshausen. Ibid. 502.

— Systematik der Diabas-, Melaphyr- und Basaltgesteine. Ibid. 532.

— Albit, Analcim, Natrolith, Prehnit und Kalkspat, Verwitterungsprodukte eines Diabases von Friedendorf bei Marburg. N. J. 1892. II. 1.

— Der oberdevonische Deckdiabas, Diabasbomben, Schalstein und Eisenerz. N. J. B.-B. XXI. 302. 1905.

Raf. Breñosa, Las porfiritas y microdioritas de San Ildefonso y sus contornos. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1884. XIII.

R. Bréon, Note pour servir à l'étude de la géologie d'Islande et des îles Foeroe. Paris 1884.

W. C. Brögger, Spaltenverwerfungen in der Gegend Lagesund-Skien. Nyt Magazin for Naturvid. 1884. XXVIII. 253—419.

— Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelin-Syenite. Leipzig 1890.

Alfr. H. Brooks, Preliminary report on the Ketchikan mining District, Alaska, with an introductory sketch of the geology of southeastern Alaska. U. S. geol. Survey. Professional paper No. 1. Washington 1902.

W. Bruhns, Über einige Westerwälder Gesteine. Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn. 13. Nov. 1893. 79.
— Einschluß aus dem Basalt von Unkel. Ibid. 16. Jan. 1893. 5.
— Einschluß im Plagioklasbasalt von Lotzenheck bei Nordhofen, Westerwald. Ibid. 16. Jan. 1893. 9.
— Diabasporphyrit von der Insel St. Martin, Kleine Antillen. Sitzungsber. niederrh. Ges. Bonn. 16. Januar 1893. 8.
— Gesteine vom Vulkan Osorno in Süd-Chile. Berichte naturf. Ges. Freiburg i. B., Bd. X. Heft 2. 201. 1897.
L. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 u. 8.
— Studio micrografico sulle roccie eruttive di Radicofani in Toscana. Boll. Com. geol. d'Ital. 1887. 274.
— Studio micrografico delle roccie dell' isola di Capraja nell' arcipelago toscano. Boll. Com. geol. d'Ital. 1887. No. 7 u. 8. 207.
— Studio petrografico su alcune roccie dell' Iglesiente, Sardegna. Roma 1888. In Mem. descritt. della Carta geol. d'Italia. IV.
— Contribuzione allo studio geologico dell' Abissinia. Atti Accad. Gioen. di sc. nat. Catania. (4.) IV. 1892.
L. Buchrucker, Die Mineralien der Erzlagerstätten von Leogang im Kronlande Salzburg. Z. X. 1891. XIX.
H. Bücking, Die Diabase des Wollenbergs in: H. Spranck: Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. Marburg 1878.
— Über Augit-Andesite in der südlichen Rhön und in der Wetterau. T. M. P. M. 1878. I. 1—14.
— Über Augit-Andesit und Plagioklasbasalt. T. M. P. M. 1878. I. 538—554.
— Über Basalt vom südöstlichen Vogelsberg und von Schwarzenfels. T. M. P. M. 1878. II. 101—106.
— Über basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanstalt. Berlin 1882.
— Mitteilungen über die Eruptivgesteine der Sektion Schmalkalden. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1887. 119. Berlin 1888.
— Der nordwestliche Spessart. Abhdl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 12. Berlin 1892.
— Beiträge zur Geologie von Celebes. Petermann's Geogr. Mitt. 1899. Heft XI u. XII.
— Cordierit von Nord-Celebes und aus den sog. verglasten Sandsteinen Mitteldeutschlands. Ber. d. Senckenberg. naturf. Ges. in Frankfurt a. M. 1900.
— Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden der geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Berlin 1906.
— Über die Phonolithe der Rhön und ihre Beziehungen zu den basaltischen Gesteinen. S. B. A. 1907. 669.
J. Budai, Zur Petrographie der südlichen Hargitta. F. K. 1881. XI. 296—303.
K. Busz, Über einige Eruptivgesteine aus Devonshire in England. N. J. 1896. I. 57.
— Über die Umwandlung von Spateisenstein in Magneteisen durch Kontakt im Basalt. N. J. Centralblatt 1901. 489.
H. M. Cadell, On plant remains in olivine-basalt at Bo'ness. Transact. Edinburgh Geol. Soc. 1892. VI. 191.
Salv. Calderon y Arana, Ofita de Trasmiera (Santander). Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1878. VII.
— Rocas eruptivas de Almadén. Ibid. 1884. XIII.
— Modifications des roches ophitiques de Moron. C. R. 1890. 8 septembre.
S. Calderon y Arana y Franc. Rodriguez Quiroga, Erupcion ofitica de Molledo, Santander. Ibid. 1877. VI.
F. J. P. van Calker, Über eine Sammlung von Geschieben von Kloosterholt (Provinz Groningen). Z. D. G. G. 1898. L. 234.
— Mikroskopische Bilder Schonenscher Basalte. Mitteil. aus dem Mineral-Geol. Institut der Reichsuniversität zu Groningen. Bd. I. Heft 1. 1905.

Frank C. Calkins, Contributions to the petrography of the John Day Basin. Univ. of California Publ., Bull. Dep. of geology. III. 109. Berkeley 1902.
H. D. Campbell and W. G. Brown, Composition of certain mesozoic igneous rocks of Virginia. Bull. geol. Soc. of America. 1891. II. 339.
R. Canaval, Das Kiesvorkommen von Kallwang in Obersteier und der darauf bestandene Bergbau. Mitt. d. naturw. Ver. für Steiermark. 1894. Graz 1895.
Th. C. Cantrill and Herb. H. Thomas, On the igneous and associated sedimentary rocks of Llangynog (Caermarthenshire). Q. J. G. S. LXII. 228. 1906.
Geo. W. Card, An eclogite-bearing breccia from the Bingera Diamond Field. Records of the Geol. Survey of New South Wales. 1902. part 2. 29.
— Analcite basalt from near Sydney, ibidem. VII. part 2. 98.
Geo. W. Card and J. B. Jaquet, The geology of the Cambewarra Mountain, N.-S.-Wales, with especial reference to the volcanic rocks. Records N.-S.-Wales geol. Survey. VII. Part III. Sydney 1903. 103.
G. Casella, Diabase uralitizzata od epidiorite della Torre del Romito nei Monti Livornesi. Giorn. di min., crist. e petr. 1893. IV.
A. Cathrein, Proterobas von Leogang. N. J. 1883. II. 183.
— Über Augitporphyr vom Pillersee. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1887. No. 3. 86.
C. Chelius, Die Quarzite und Schiefer am Ostrand des rheinischen Schiefergebirges und deren Umgebung. Marburg 1881.
— Erläuterungen zu Blatt Messel, Roßdorf und Darmstadt der geolog. Karte des Großh. Hessen. Darmstadt 1886, 1891.
— Mitteilungen aus den Aufnahmegebieten. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt. IV. Folge. Heft VIII. 28.
— Melaphyrgänge im Melaphyr von Darmstadt. N. J. Centralbl. 1902. 513.
J. Chelussi, Il diabase di Pettenasco sul Lago d'Orta. Giorn. di min., crist. e petr. 1890. I. 4. Pavia.
C. Chewings, Beiträge zur Kenntnis der Geologie Süd- und Zentral-Australiens nebst einer Übersicht des Lake Eyre-Beckens und seiner Randgebirge. Heidelberg 1894.
K. v. Chrustschoff, Note sur une roche basaltique de Sierra Verde (Mexique). Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 385—395.
— Über porogenen Quarz und Tridymit. T. M. P. M. 1886. VII. 295—307.
— Note sur une inclusion d'eucrite à enstatite dans le basalte de Wingendorf près Laban, en Silésie. B. S. M. Fr. 1887. X. 329.
— Vorläufige Mitteilung über die von Herrn J. Lopatin an der Steinigen (Podkamennaja) Tunguska gesammelten Gesteine. Mél. géol. et paléont. Petersburg 1891. I. 81.
— Sur la formation trappéenne de la Toungouska Pierreuse (Sibérie septentrionale). C. R. 25 mai 1891.
Jul. Morgan Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.
— The volcanics of the Michigamme District of Michigan. Journ. of Geology. III. 801. Chicago 1895.
— A contribution to the study of contact metamorphism. Amer. Journ. 1899. VII. 81.
J. M. Clements and H. C. Smyth, The Crystal Falls iron-bearing district of Michigan with a chapter on the Sturgeon River Tongue by W. S. Bayley and an introduction by Ch. R. Van Hise. 19th Annual Report U. S. geol. Survey. Washington 1899 und U. S. geol. Survey Monographs. XXXVI. Washington 1899.
C. T. Clough and Alfr. Harker, On a coarsely spherulitic („variolitic") basalt in Skye. Trans. Edinburgh geol. Soc. vol. VII. part IV. 1899. 381.
E. Cohen, Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Afrika, N. J. 1874. 468—476.
— Über einige eigentümliche Melaphyr-Mandelsteine aus Süd-Afrika. N. J. 1875. 113—127.
— Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bai im südöstlichen Afrika. Hamburg 1876. (II. Jahresb. d. geograph. Ges.)

E. Cohen, Vorläufige Notiz über ein massenhaftes Vorkommen basischer Gesteinsgläser. N. J. 1876. 744—747.
— Über die sogenannten Hypersthenite von Palma. N. J. 1876. 747—752.
— Mandelstein aus den Malutibergen. N. J. 1880. I. 96.
— Über Laven von Hawaii etc. N. J. 1880. II. 23.
— Lava vom Camarun-Gebirge. N. J. 1881. I. 266.
— Über einige Vogesengesteine. N. J. 1883. I. 201.
— Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Afrika. N. J. B.-B. V. 1887. 195.
E. Cohen und W. Deecke, Das kristalline Grundgebirge der Insel Bornholm. 1889.
— Über Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. Mitt. d. naturw. Ver. f. Neu-Vorp. u. Rügen. 1891. XXIII.
— Über Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. 1. Forts. ibidem. Heft XII. 1896.
G. A. J. Cole, On additional occurrences of Tachylyte. Q. J. G. S. 1888. XLIV. No. 174. 300.
— The variolite of Ceryg Gwladys, Anglesey. Scient. Proc. Roy. Dublin Soc. 1891. 112.
— The variolite of Annalong, Co. Down. Scient. Poc. Roy. Dublin Soc. VII. 511. 1892. Dublin.
— The rocks of the volcano of Rhobell Fawr. Geol. Mag. 1893. (3.) X. 337.
— On variolite and other tachylytes at Dunmore Head, Co. Down. Geol. Mag. 1894. (4.) I. 220.
— On the geology of Slieve Gallion, in the County of Londonderry. Scient. Trans. Roy. Dublin Soc. 1897. (2.) VI. 213.
— The contact phenomena at the junction of Lias and dolerite at Portrush. Proc. Roy. Irish Acad. XXVI. Section B. No. 6. 56. Dublin 1906.
Gr. A. J. Cole and J. A. Cunninghans, On certain rocks styled „felstones", occurring as dykes in the County of Donegal. Scient. Proc. Roy. Dublin Soc. 1900. IX. (N. S.) No. 22. 314.
Gr. A. J. Cole and J. W. Gregory, The variolitic rocks of Mont Génèvre. Q. J. G. S. 1890. XLVI. 295.
Gr. A. J. Cole and A. V. Jennings, The northern slopes of Cader Idris. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 199. 422.
A. P. Coleman, The melaphyres of Lower Silesia. Breslau 1882.
— Microscopic petrography of the drift of Central Ontario. Transact. Roy. Soc. Canada. sect. III. 1887. 45.
L. Cornet, Die Glimmerdiabase von Steinach am Brenner Joch. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1888. XXXVIII. 591.
Geo. S. Corstorphine, Über die Massengesteine des südlichen Teiles der Insel Arran, Schottland. T. M. P. M. 1895. XIV. 443.
E. Cortese e V. Sabatini, Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie. Mem. descr. della Carta geol. d'Italia. VII. Roma 1892.
Alf. Cossa, Osservazioni chimico-microscopiche sulla cenere dell' Etna caduta a Reggio di Calabria il 28 maggio u. sc. e sulla lava raccolta a Giarre il 2 giugno 1879. Transunti R. Acad. Linc. 1879. (3.) III.
— Sur la cendre et la lave de la récente éruption de l'Etna. C. R. 1879. LXXXVIII. No. 26. 1338.
— Sulla massa serpentinosa di Monteferrato, Prato. Bollet. Comit. geol. Italia. 1881. No. 5 u. 6.
Ch. Whitman Cross, On a series of peculiar schists near Salida, Colorado. Proceed. Color. Scient. Soc. Denver 1893. 1.
— Igneous rocks of the coal and iron regions of Coahuila and Nueva Leon, Mexico, collected by R. T. Hill. Amer. Journ. 1893. XLV. 119.
Ch. Wh. Cross and W. F. Hillebrand, On the minerals, mainly zeolites, occurring in the basalt of Table mountain, near Golden, Col. Amer. Journ. 1882. XXIII. No. 138 u. XXIV. No. 140.

G. E. Culver and Wm. H. Hobbs, On a new occurrence of olivine diabase in Minnehaha County, South Dakota. Transact. Wisconsin Acad. 1892. VIII. 206. Madison.

J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie.

J. M. Curran, On the structure and composition of a basalt from Bondi, New South Wales. Journ. and Proc. Roy. Soc. N. S. W. for 1894. XXVIII. 217.

H. P. Cushing, Petrography and age of the Northumberland rock. Report of the New York State Geologist. 1901. p. 24.

— Geology of Rand Hill and Vicinity, Clinton Co. N. Y. 19th Annual Rep. of the State geologist, New York State Museum. Albany 1901. 139.

P. Dahms, Über einige Eruptivgesteine aus Transvaal in Südafrika. N. J. B.-B. VII. 1890. 90.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Sektion Planitz-Ebersbrunn, Roßwein-Nossen und Altenburg-Zinnwald der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1885, 1887, 1891.

Reg. A. Daly, Variolitic pillow-lava from Newfoundland. American Geologist. XXXII. 1903. 65.

E. S. Dana, Trap rocks of the Connecticut Valley. Proceed. Amer. Assoc. for the advancement of science. Hartford Meeting. Aug. 1874.

— Contributions to the petrography of the Sandwich Islands. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 441.

J. D. Dana, Additional observations on the Jura-Trias trap of the New Haven region. Amer. Journ. 1892. XLIV. 165.

A. Dannenberg, Studien an Einschlüssen in den vulkanischen Gesteinen des Siebengebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 17.

— Die Dekenbasalte Sardiniens. N. J. Centralbl. 1902. 331.

— Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer. T. M. P. M. 1904. XXIII. 1.

R. H. Darton and A. Keith, On dykes of felsophyre and basalt in paleozoic rocks in Central Appalachian Virginia. Amer. Journ. 1898. VI. 305.

J. Fr. E. Dathe, Mikroskopische Untersuchungen über Diabase. Z. D. G. G. 1874. XXVI. 1—40.

— Diabas im Culm bei Ebersdorf in Ostthüringen. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. für 1881. Berlin 1882.

— Die Variolit-führenden Culm-Conglomerate bei Hausdorf in Schlesien. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. für 1882. Berlin 1883. 228—262.

— Beitrag zur Kenntnis der Diabasmandelsteine. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin 1883.

— Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. Abhandl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 13. 1892.

T. W. E. David, W. F. Smeeth, J. A. Schofield, Notes on Antarctic rocks collected by Mr. C. E. Borchgrevink. Journ. and Proc. New South Wales Roy. Soc. 1895. XXIX. 461. (N. J. 1899. I. -476-.)

W. M. Davis and Ch. L. Whittle, The intrusive and extrusive triassic trap sheets of the Connecticut Valley. Bull. Mus. Compar. Zool. at Harvard Coll. XVI. No. 6. 1889.

W. Deecke, Der Granitstock des Elsässer Belchen in den Südvogesen. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 839.

A. Delesse, Sur la variolite de la Durance. Ann. min. 1850. XVII. 116—131.

Deprat, Les éruptions posthelvétiennes antérieures aux volcans récents dans le nord-ouest de la Sardaigne. C. R. 1907. CXLIV. 1390.

Arth. Dieseldorff, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine und Fossilien der Chathaminseln, sowie einiger Gesteine und neuer Nephritfundorte Neu-Seelands. Marburg 1901.

J. S. Diller, Fulgurite from Mount Thielson, Oregon. Amer. Journ. Oct. 1887. XXVIII. 252—258.

— The latest volcanic eruption in northern California and its peculiar lava. Amer. Journ. Jan. 1887. XXXIII. No. 193. 45.

J. S. Diller, On some basalt dykes in the Upper paleozoic series in Central Appalachian Virginia. Amer. Journ. 1890. XXXIX. 269.
— A late volcanic eruption in northern California and its peculiar lava. Bull. U. S. geol. Survey. No. 79. Washington 1891.
— Hornblende-Basalt in Northern California. Amer. Geologist XIX. April 1897. 253.
J. S. Diller and Horace B. Patton, The geology and petrography of Crater Lake, National Park. U. S. geol. Survey. Professional Paper No. 3. Washington 1902.
C. Doelter, Aus dem siebenbürgischen Erzgebirge. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1874. XXIV. 27 sqq.
— Die Produkte des Vulkans Monte Ferru. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1878. XXXIX.
— Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz 1882.
C. Doelter und E. Hussak, Über die Einwirkung geschmolzener Magmen auf verschiedene Mineralien. N. J. 1884. I. 18.
Ludw. Doermer, Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgebung von Dillenburg. N. J. B.-B. XV. 594. 1902.
Br. Doss, Die basaltischen Laven von Haurán und vom Diret-el-Tulul in Syrien. T. M. P. M. 1886. VII. 461—534.
R. v. Drasche, Zur Kenntnis der Eruptivgesteine Steiermarks. T. M. M. 1873. 1—12.
— Petrographisch-geologische Beobachtungen an der Westküste Spitzbergens. T. M. M. 1874. 261—266.
— Die Insel Réunion im indischen Ocean. Wien 1878.
— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien 1878.
L. Dressel, Die Basaltbildung in ihren einzelnen Umständen erläutert. Haarlem 1864.
Ernst Dü'll, Über die Eklogite des Münchberger Gneißgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genetischen Verhältnisse. Geognost. Jahreshefte. XV. 1902. München.
L. Duparc et L. Mrazec, Sur quelques bombes de l'Etna, provenant des éruptions de 1886 et 1892. C. R. 10 octobre 1892 und Arch. Sc. phys. et nat. 1893. XXIX. No. 3.
— Sur quelques bombes volcaniques de l'Etna des eruptions de 1886 et 1892. Arch. Sc. phys. et nat. (3.) XXIX. 256. 1898.
L. Duparc et F. Pearce, Sur les andésites et les basaltes albitisées du Cap Marsa. C. R. CXXX. 95. 1900.
— Les roches éruptives des environs de Ménerville (Algérie). Etude géologique par Ét. Ritter. Mémoires de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Génève. 1900. XXXIII. No. 2.
— Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastenkaya et Kizelowskaya-Datcha (Gouv. de Perm). Génève 1902.
Arth. S. Eakle, Petrographical notes on some rocks from the Fiji Islands. Proceed. American Acad. of Sc. and Arts. 1899. XXXIV. 581.
N. W. Easton, De vulkanen Sitong en Pando ter wester afdeeling van Borneo. Jaarb. van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indië. 1889. XVIII. 24.
H. Eck, Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rotenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abhdl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 6. Berlin 1892.
C. F. Eichleiter, Über das Vorkommen und die chemische Zusammensetzung von Anthraciden aus der Silurformation Mittelböhmens. Verhdl. k. k. geol. R. 1899. 348.
F. Eichstädt, Skånes basalter mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Sver. geo Und. Ser. C. No. 51. Stockholm.
— Erratiska basaltblock ur N. Tysklands och Danmarks diluvium. G. F. i Stockholm Förhandl. 1883. VI. No. 82. 557.
— Om basalt-tuffen vid Djupadal i Skaane. Ibid. 1883. VI. No. 80. 408.
— Ytterligare om basalt-tuffen vid Djupadal i Skaane. Ibid. 1883. VI. No. 84. 774.
— Om uralitdiabas, en följeslagaere till gangförmigt uppträdande småländska quartsporfyrer. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 84. 700—716.

F. Eichstädt, Om quartsit-diabaskonglomeratet från bladen Nydala, Vexiö och Karlshamm. G. F. i St. Förhdl. 1885. VII. No. 95. 610—630.
— Pyroxen och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handl. 1887. XI. No. 14.
Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. T. M. P. M. 1886. VIII. 73.
J. Vinc. Elsden, Note on the igneous rocks of the Lleyn Promontory. Geol. Mag. July 1888. (3.) V. No. 289. 303.
— On the age of the Llyn Padarn dykes. Q. J. G. S. 1904. LX. 372.
— On the igneous rocks between St. David's Head and Strumble Head (Pembrokeshire). Q. J. G. S. 1905. LXI. 579.
Ben. K. Emerson, On the dykes of micaceous diabase penetrating the beds of zinc ore at Franklin Furnace, Sussex Co, New Jersey. Amer. Journ. 1882. XXIII. No. 137. 376—380.
— The Deerfield Dyke and its minerals. Amer. Journ. 1882. XXIV. 195—202, 270—278, 349—359.
— Plumose diabase and Palagonite from the Holyoke trap sheet. Bull. Geol. Soc. of America XVI. 91. 1905.
— Alaska. The results of the Harriman Alaska-Expeditiou. Vol. IV. General Geology. Notes on the stratigraphy and igneous rocks. With petrographic notes by Ch. Palache.
A. B. Emmons, Notes on Mount Pitt. Bull. Calif. Acad. No. 4. 1885.
Ham. Emmons, The petrography of the Island of Capraja. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 129.
K. Endriss, Über ein Stück „Feldspatbasalt von blasiger Ausbildung" aus der Umgegend von Grabenstetten bei Urach. Ber. über die 26. Vers. des Oberrhein. geol. Ver. zu Hohenheim am 6. IV. 1893. 27.
O. H. Erdmannsdörffer, Über Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. Monatsber. Z. D. G. G. 1907. LIX. No. 2.
J. W. Evans, The geology of Matto Grosso. Q. J. G. S. 1894. L. 85.
— The rocks of the Cataracts of the River Madeira and the adjoining portions of the Beni and Mamoré. Q. J. G. S. LXII. 88. 1906.
Konr. Fabian, Über einige Porphyrite und Melaphyre des Fassa- und Fleimsertales. Mitt. d. naturwiss. Ver. für Steiermark. Jahrg. 1902. 122. Graz.
Har. W. Fairbanks, The geology of Point Sal. Univ. of California Publ. Bull. Dep. of geology. 1896. II. 1.
E. v. Fedorow, Mineralogisches aus dem nördlichen Ural. T. M. P. M. 1894. XIV. 143.
J. Felix und H. Lenk, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. I. Teil. Leipzig 1890. II. Teil 1898.
W. F. Ferrier, Note on the microscopical structure of some rocks from the Labrador Peninsula. Geol. Survey of Canada, Annual Report VIII. N. S. 1894. L. 235.
L. Finckh, Ergebnisse von Untersuchungen an ostthüringischen (voigtländischen) Diabasen. Monatsber. Z. D. G. G. 1907. LIX. No. 2.
H. Foerstner, Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia. 1881.
— Das Gestein der Insel Ferdinandea (1831) und seine Beziehungen zu den jüngsten Laven Pantellerias und des Ätnas. T. M. P. M. 1883. V. 388—396.
— Das Gestein der 1891 bei Pantelleria entstandenen Vulkaninsel und seine Beziehungen zu den jüngeren Eruptivgesteinen der Nachbarschaft. T. M. P. M. 1892. XII. 510.
H. v. Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1879. II. 449—488.
— Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.
— Über veränderte Eruptivgesteine aus den Kohlenbergbauen der Prager Eisenindustrie-Gesellschaft bei Kladno. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 276—280.
— Über den Diabasporphyrit vom Rabenstein im Sarntale. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1887. 200.

H. v. Foullon, Über Graniteinschlüsse im Basalt vom Rollberge bei Niemes in Böhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1888. XXXVIII. 603.
— Über Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus. S. W. A. 1891. C. Abt. 1. 144.
F. Fouqué, Contributions à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 283.
Fr. Fouqué et A. Michel-Lévy, Notes sur les roches accompagnant et contenant le diamant dans l'Afrique australe. Bull. Soc. min. Fr. 1879. II. 216—228.
— Reproduction artificielle des diabases etc. C. R. 1881. XCII. 14 Avril. Bull. Soc. min. Fr. 1886. IV. 275.
Howard Fox and J. J. H. Teall, Notes on some coast sections at the Lizard. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 199.
— On a radiolarian chert of Mullion Island. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 211.
S. Franchi, Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali. Boll. R. Com. geol. d'Ital. 1895. XXVI. 181.
— Prasiniti ed amfiboliti sodiche provenienti della metamorfosi di roccie diabasiche presso Pegli, alle Isole Giglio e Gorgona ed al Capo Argentaro. Boll. Soc. geol. italiana. Roma 1896. XV. Fasc. 2. 169.
H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda 1875.
P. Frazer, On the traps of the mesozoic sandstone in York and Adams Counties, Pa. Second geol. Survey of Pa. 1874. C. 115—129. Harrisburg 1876.
F. Frech, Untersuchungen über spanische Gesteine. (v. Lasaulx, Vorträge und Mitteilungen. 1882. 63.)
Alex. P. Friedrich, Das Rotliegende und die basischen Eruptivgesteine der Umgegend des großen Tafelberges. Halle 1878.
O. Fromme, Petrographische Untersuchung von Basalten aus der Gegend von Kassel. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 43.
B. Frosterus, Beskrifning till Kartbladet Mariehamm, Föglö. Finlands geologiska Undersökning. Helsingfors 1892, 1894.
— Om en diabas i Föglö i den ålandska skjärgården. G. F. i St. Förhdl. 1893. XV. 275.
B. Frosterus och J. J. Sederholm, Beskrifning till Kartbladet Finström. Helsingfors 1890.
C. J. Gardiner and S. H. Reynolds, The Bala Beds and associated igneous rocks of Lambay Island, Co. Dublin. Q. J. G. S. 1898. LIV. 135.
Arch. Geikie, On the carboniferous volcanic rocks of the basin of the Firth of Forth, their structure in the field and under the microscope. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. XXIX. 1. 1879.
— On the supposed precambrian rocks of St. Davids. Q. J. G. S. XXXIX. No. 155. 1883. 261—325.
— History of volcanic action during the tertiary period in the British Isles. Trans. Roy. Soc. of Edinburgh. 1888. XXXV. part 2.
— Annual Report of the Geological Survey of the United Kingdom etc. for the year ending Dec. 31. 1896. London 1897.
J. Geikie, On the geology of Faeroer Islands. Trans. Roy. Soc. of Edinburgh. 1882. XXX. part 1.
Eug. Geinitz, Über einige Variolite aus dem Doratale bei Turin. T. M. P. M. 1878. I. 136—153.
— Proterobas von Ebersbach und Kottmarsdorf in der Oberlausitz. Isis. 1878. III u. IV.
— Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium. Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturg. in Mecklenburg. 1881. XXXV.
— Über einige Lausitzer Porphyre und Grünsteine, sowie den Basalt aus dem Stolpener Schloßbrunnen. Isis. 1886. Abhdl. 2.
A. de Gennes et A. Bonard, Les roches volcaniques du Protectorat des Somalis. C. R. 1900. CXXXI. 196.
Girard, Über die Melaphyre von Ilfeld am Harz. N. J. 1858. 145.
V. Goldschmidt, Über Verwendbarkeit einer Kaliumquecksilberjodid-Lösung. N. J. 1881. B.-B. I. 179.

J. Pedro Gomes, Portugiesische Basalte. In P. Choffat, Note sur le Crétacé des environs de Torres Vedras, de Peniche e de Cercal. Commun. da Comm. dos trab. geol. de Portugal. Lisboa 1892. II. 193.

A. Frank. Gooch, Über vulkanische Gesteine der Galopagos-Inseln. T. M. M. 1876. 133—137.

J. G. Goodchild, Note on the minerals observed in the railway cutting at Barnton, near Edinburgh. Trans. Edinburgh geolog. Soc. 1893. VI. 301.

J. Götz, Untersuchung einer Gesteinssuite aus der Gegend der Goldfelder von Marabastad. N. J. B.-B. IV. 1885. 110—177.

Aug. Gramann, Über die Andalusitvorkommnisse im rhätischen Flüela- und Scalettagebiet und die Färbung der alpinen Andalusite. Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. Zürich 1899. XLIV.

Jos. Gränzer, Beiträge zur Geologie der Umgebung Reichenbergs. Der Einschnitt der Aussig-Teplitzer Eisenbahn beim Frachtenbahnhof in Reichenberg. I. Programm der k. k. Lehrerbildungsanstalt zu Reichenberg in Böhmen. Reichenberg 1901.

— Petrographische Beschreibung von Gesteinen am Lubokeier Kamme im Jeschkengebirge. Mitt. d. Ver. der Naturfreunde in Reichenberg. XXXV. Reichenberg 1904.

— Einige Diabase des Jeschkengebirges und ihre Kontaktgesteine. T. M. P. M. XXV. 61. 1906.

H. Grebe, Erläuterungen zu Blatt Pfalzel, Trier, Schweich, Wadern, Wahlen und Lebach der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1889. 1802.

H. Grebe und A. Leppla, Erläuterungen zu Blatt Birkenfeld der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

H. Grebe, A. Leppla und F. Rolle, Erläuterungen zu den Blättern Nohfelden, Birkenfeld, Freisen, St. Wendel und Ottweiler der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

Edw. Greenly, The origin and association of the Jaspers of South Eastern Anglesey. Q. J. G. S. 1902. LVIII. 425.

J. W. Gregory, On the variolitic diabase of the Fichtelgebirge. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 45.

— Contributions to the geology of British East Africa. II. The geology of Mount Kenya. Q. J. G. S. 1901. LVI. 205.

G. Greim, Die Diabaskontaktmetamorphose bei Weilburg an der Lahn. N. J. 1888. I. 1.

A. v. Groddeck, Zur Kenntnis einiger Sericitgesteine, welche neben und in Erzlagerstätten auftreten. N. J. B.-B. II. 72—138. 1882.

T. T. Groom, On a tachylyte associated with the gabbro of Carrock Fell in the Lake District. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 178. 298.

— On the igneous rocks associated with the Cambrian of the Malvern Hills. Q. J. G. S. 1901. LVII. 156.

F. N. Guild, Petrography of the Tucson Mountains, Pima Co., Arizona. Amer. Journ. 1905. XX. 313.

C. W. Gümbel, Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. Sitzber. K. Bayr. Akad. Wiss. München. 1. März 1873. X. 14—88.

— Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München 1874.

— Plagioklasbasalt aus dem Ries. N. J. 1875. 391.

— Variolit von Berneck im Fichtelgebirge. N. J. 1876. 42.

— Lithologisch-mineralogische Mitteilungen. T. M. P. M. 1879. II. 186.

— Geologische Fragmente aus der Umgegend von Ems. S. M. A. 1882. II. 197—239.

— Über die Grünerde vom Monte Baldo. Sitzungsber. bayer. Akad. Wiss. Math.-phys. Klasse. 1896. XXVI. 545.

G. Gürich, Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 691—734.

— Beiträge zur Geologie von Westafrika. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 112.

Hjalmar Gylling, Zur mikroskopischen Physiographie finnischer Eruptivgesteine. Helsingfors 1880.
— Zur Geologie der cambrischen Arkose-Ablagerungen im westlichen Finnland. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 770.
G. A. Haarmann, Mikroskopische Untersuchungen über die Struktur und Zusammensetzung der Melaphyre. Leipzig 1872.
H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde des Herzogtums Schleswig-Holstein. Kiel 1885.
V. Hackman, Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenits vom Umptek und einiger ihn begleitenden Gesteine. Kuopio 1894.
A. C. Haddon, W. J. Sollas and G. A. J. Cole, On the geology of Torres Straits. Trans. Roy. Irish Acad. XXX. part XI. Dublin 1894.
R. Hagge, Mikroskopische Untersuchungen über Gabbro und verwandte Gesteine. Kiel 1871.
Arn. Hague, Abstract of the report on the geology of the Eureka District, Nevada. Washington 1883.
— The geology of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey Monographs. vol. XX. Washington 1892.
Arn. Hague and J. P. Iddings, Notes on the Volcanoes of Northern California, Oregon and Washington Territory. Amer. Journ. Sept. 1883. XXVI. 222.
— Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Ibid. 1884. XXVII. No. 162.
— Notes on the volcanic rocks of the republic of Salvador. Ibid. July 1886. XXXII. No. 187. 26—30.
Chr. W. Hall, The gneisses, gabbro-schists and associated rocks of Southwestern Minnesota. U. S. geol. Survey Bull. No. 157. Washington 1895.
Axel Hamberg, Über die Basalte des König Karl Landes. Geol. Fören. i Stockholm Forhd. 1899. XXI. 509.
V. Hansel, Die Eruptivgesteine im Gebiete der Devonformation in Steiermark. T. M. P. M. VI. 53. 1884.
— Über basaltische Gesteine aus der Gegend von Weseritz und Manetin. Pilsen 1886.
— Über einige Eruptivgesteine von der Inselgruppe der Neuen Hebriden. XVI. Jahresber. der k. k. Staatsoberrealschule im XVIII. Bezirke von Wien. 1901.
T. Harada, Die japanischen Inseln. I. Berlin 1890.
A. Harker, On the eruptive rocks in the neighbourhood of Sarn, Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1888. XLIV. No. 175. 442.
— On some Anglesey dykes. Geol. Mag. 1887. (3.) IV. No. 420. 546. — June 1888. (3.) V. No. 288. 267.
— The Bala volcanic series of Caernarvonshire and associated rocks. Cambridge 1889.
— Petrological notes on rocks from the Cross Fell Inlier. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 512.
— On some variolitic rocks on Carrock Fell. Geol. Mag. (4.) I. 551. 1894.
— The tertiary igneous rocks of Skye, with notes by C. T. Clough. Glasgow 1904.
L. F. Harper, The geology of the Gerringong District. Records geol. Survey of New South Wales. VIII. 94. Sydney 1905.
B. J. Harrington, Notes on a few dykes cutting Laurentian rocks more especially with reference to their microscopic structure. Canadian Naturalist. VIII. No. 6. 1877.
— Report on the minerals of the apatite bearing veins etc. Montreal 1879.
Max Hartmann, Über Basalte der Aucklands-Inseln. N. J. 1878. 825—830.
J. B. Hastings and B. Berkey, The geology and petrography of the Goldfield Mining District, Nevada. Trans. Amer. Inst. of Mining Engineers. 1906. 295.
Fr. H. Hatch, Memoir on sheets 138 and 139 of the map of the geological Survey of Ireland. 1888.
— Notes on the petrographical characters of some rocks collected at Madagascar by the Rev. Baron. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 178. 340.
— Note on the Wicklow greenstones. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 300. 261.
— The lower carboniferous volcanic rocks of East Lothian (Carlton Hills). Trans. Roy. Acad. Edinburgh. 1892. XXXVII. 115.

Fr. H. Hatch, A geological survey of the Witwatersrand and other districts in the Southern Transvaal. Q. J. G. S. 1898. LIV. 73.

G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord 1878. 150—159.

— On a group of dissimilar eruptive rocks in Campton, New Hampshire. Amer. Journ. XVII. Febr. 1879. 147—151.

— On the mineralogical composition of the normal mesozoic diabase upon the atlantic border. Proceed. U. S. National Museum. 1881. 129.

Er. Haworth, A contribution to the archaean geology of Missouri. Minneapolis 1888.

J. Hazard, Erläuterungen zu Sektion Olbernhau-Purschenstein, Löbau-Neusalza, Ostritz-Bernstadt und Moritzburg-Klotzsche der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1882. 1889. 1894. 1896.

— Über die petrographische Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten in der Lausitz. T. M. P. M. 1894. XIV. 297.

H. Hedström, Studier öfver bergarter från morän vid Visby. G. F. i St. F. 1894. XVI. 247.

A. Heim, Die Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Mit einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Lieferung 25. Bern 1891.

Fr. Heineck, Die Diabase an der Bahnstrecke Hartenrod-Überntal bei Herborn. N. J. B.-B. XVII. 1903. 77.

J. Heinemann, Die kristallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

Amund Helland, Mikroskopisk undersoegelse af en del bergarter i det nordlige Norge. Tromsoe Museums Aarshefter 1878.

R. Helmhacker, Über Diabas von Almaden. T. M. M. 1877. 13—17.

— Über Melaphyr von Hancok, Michigan. T. M. M. 1877. 18—25.

Anders Hennig, Basalttuffe von Sillö. N. J. Centralbl. 1902. 357.

Franz Herbich, Das Szeklerland. Jahrb. k. ungar. geol. Anstalt. Bd. V. Budapest 1878.

Gust. Herbst, Schöner Olivindiabas aus dem Diluvium der Egeln'schen Mulde. Leopoldina. Mai 1880. 77—80.

O. Herrmann, Erläuterungen zu Sektion Bautzen-Wilthen, Bischofswerda, Pulsnitz, Radeburg, Schönfeld-Ostrand, Schirgiswald-Schluckenau und Walka-Lippitsch der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890—1894.

O. Herrmann und R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Hinterhermsdorf-Daubitz der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1897.

R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. Berlin 1892.

A. Hettner und G. Link, Beiträge zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Z. D. G. G. 1888. XL. 205.

J. Em. Hibsch, Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbtale nördlich von Tetschen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1892. XLI. 240.

— Kaukasische Quarzbasalte mit abweichend entwickelten Feldspaten und Augiten. T. M. P. M. 1897. XVII. 285.

— Erläuterungen zu der geolog. Spezialkarte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt Tetschen. T. M. P. M. 1896. XV. 201; Blatt Bensen, ibidem 1897. XVI. 1; Blatt Rongstock-Bodenbach, ibidem. 1899. XIX. 1; Blatt Großpriesen, ibidem. 1903. XXI. 465; Blatt Aussig, ibidem. 1904. XXIII. 305; Blatt Kostenblatt-Milleschau. ibidem. 1905. XXIV. 249.

J. B. Hill, The plutonic and other intrusive rocks of West-Cornwall in their relation to the mineral ores. Trans. Roy. Geol. Soc. of Cornwall. 1901. XII. part VII.

Wm. H. Hobbs, On the petrographical characters of a dyke of diabase in the Boston Basin. Bull. Mus. comp. Zool. Harvard College. XVI. No. 1. 1888.

B. Hobson, On the igneous rocks of the South of the Isle of Man. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 432.

— On the basalts and andesites of Devonshire, known as „feldspathic traps". Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 496.

— On Irish Augitite. Geol. Mag. (3.) IX. 348. 1892.

F. A. Hoffmann, Petrographische Untersuchung der Basalte des Ebsdorfer Grundes bei Marburg. N. J. 1895. B.-B. X. 196.
K. Hofmann, Bakonyer Basalte. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 185—193.
— Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. Jahrb. d. kön. ungar. geol. Anstalt. III. Budapest 1879.
A. G. Högbom, Om Ragundadalens geologi. Sveriges geologiska Undersökning. Serie C. No. 182. Stockholm 1899.
— Zur Petrographie der kleinen Antillen. Bull. geol. Instit. of Upsala. VI. 214. 1905.
Th. H. Holland, On rock specimens from Korea. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 171.
— On augite-diorites with micropegmatite in Southern India. Q. J. G. S. 1897. LIII. 405.
— An account of the geological specimens collected by the Afghán-Balúch Boundary Commission of 1896. Records Geol. Survey of India. 1897. XXX. 126.
— On some norite- and associated basic dykes and lava flows in Southern India. Records geol. Survey of India. 1897. XXX. pt. I. 17.
Th. H. Holland and Walter Saise, On the igneous rocks of the Giridih (Kurhurbaree) coalfield and their contact effects. Records geol. Survey of India. 1895. XXVIII. 121.
Aug. Hoppe, Über einige Eruptivgesteine aus dem mexikanischen Staat Puebla. In: Felix und Lenk. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. II. Teil. 3. Heft. 205. Leipzig 1899.
F. F. Hornstein, Mitteilung über das Vorkommen von makroskopischen Einschlüssen gediegenen Eisens im Basalte aus der Gegend von Kassel. N. J. Centralbl. 1907. No. 9. 270.
Ferd. Hornung, Bimssteintuffe im Rotliegenden des Südharzes. T. M. P. M. 1894. XIV. 283.
E. O. Hovey, Observations on some of the trap ridges of the East Haven-Branford Region. Amer. Journ. XXXVIII. 361. Nov. 1889.
— Über Gangdiabase der Gegend von Rio de Janeiro und über Salit von Sala in Schweden. T. M. P. M. 1893. XIII. 211.
— Note on the petrography of certain basaltic boulders from Thetford, Vt. Trans. N. Y. Acad. of Sc. 1894. XIII. 161.
A. W. Howitt, Notes on the microscopic examination of igneous rock specimens from South-Western Gippsland. Geol. Survey of Victoria. III. Melbourne and London 1876. 175—177.
— Notes on the geological structure of North Gippsland. Geolog. Survey of Victoria. IV. 1877. Melbourne and London. 75—117.
— Examination of rocksamples collected at the Bogong and Dargo high plains. Ibid. V. Melbourne 1878. 111.
— Notes on the devonian rocks of North Gippsland. Ibid. 117—147.
— Notes on the diabase rocks of the Buchan district. Trans. Roy. Soc. Victoria. Melbourne 1881.
— Supplementary notes on the diabase rocks of the Buchan district. Ibid. Oct. 1884.
— The sedimentary, metamorphic and igneous rocks of Ensay. Melbourne 1886.
— Notes on diabase and adjacent formations of the Heathcote District. Victoria. Dep. of Mines, Special Reports 1896.
Lucius L. Hubbard, Keweenaw Point with particular reference to the felsites and their associated rocks. Geol. Survey of Michigan. VI. part 2. Lansing 1898.
Edw. Hull, On the microscopic structure of the Limerick carboniferous Traprocks. Geol. Mag. X. No. 106 April 1873. 153—161.
— On the microscopic structure of the Lambay Porphyry (or Porphyrite). Geol. Mag. (2.) I. No. 124. 449—453. Oct. 1874.
E. Hussak, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.
— Basalt und Tuff von Ban im Baranyer Comitat. T. M. P. M. 1883. V. 289.
— Über Eruptivgesteine von Steierdorf im Banat. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 185—186.

E. Hussak, Notas petrographicas sobre os augito-porphyritas do Paranapanema. Boletim da Com. geograph. e geolog. da Prov. de S. Paulo. No. 2. 1889. 35.
— Interessante endomorphose por acção de contacto de augitoporphyrita com grez, Rio Tiété, S. Paulo. S. Paulo 1890.
— Über Gyrolith und andere Zeolithe aus dem Diabas von Mogy-guassú, Staat S. Paulo, Brasilien. N. J. Centralbl. 1906. No. 11. 330.
— Über das Vorkommen von gediegenem Kupfer in den Diabasen von S. Paulo, ibidem. 333.
W. Maynard Hutchings, Notes on altered igneous rocks from Tintagel, North-Cornwall. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 296. 53 u. No. 297. 101.
— Petrological notes on some Lake District rocks. Geol. Mag. 1891. (3.) VIII. 536.
— An interesting contact-rock, with notes on contact-metamorphism. Geol. Mag. 1895. (4.) II. März und April.
— The contact rocks of the Great Whin Sill. Geol. Mag. (4.) V. 69—82 and 123—131. 1898.
Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.
J. Shearson Hyland, Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. T. M. P. M. 1888. X. 203.
— On some epidiorites of North-West Ireland. Proceed. Roy. Dublin Soc. 1890. 405.
J. P. Iddings, On the origin of primary quartz in basalt. Amer. Journ. 1888. Sept. XXXVI. 208.
— On a group of volcanic rocks from the Tewan Mountain, New Mexico, and on the occurrence of primary quartz in certain basalts. U. S. geol. Survey Bull. No. 66. 1890.
— Microscopical petrography of the eruptive rocks of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey Monographs. vol. XX. Washington 1892.
— The dissected volcano of Crandall Basin, Wyoming. Geology of the Yellowstone National Park. II. U. S. geol. Survey Monographs. XXXII. 215. Washington 1899.
— The igneous rocks of the Absaroka Range and Two Ocean Plateau and of outlying portions of the Yellowstone National Park, ibidem. 269.
— Recent basalts, ibidem. 433.
R. D. Irving, On the paramorphic origin of the Hornblende in the crystalline rocks of the northwestern states. Amer. Journ. 1883. XXVI. No. 151. 27.
— The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Survey Monographs. V. Washington 1883.
R. D. Irving and Ch. R. van Hise, The Penokee Iron-bearing Series of Michigan and Wisconsin. U. S. geol. Survey Monographs. XIX. Washington 1892.
F. A. Jaggar jr., An occurrence of acid pegmatyte in diabase. American Geologist 1898. XXI. 203.
P. Jannasch und J. H. Kloos, Mitteilungen über die kristallinischen Gesteine des Columbiaflusses in Nordamerika und die darin enthaltenen Feldspate. T. M. P. M. 1880. III. 97—116.
E. Jannetaz, Note sur le feldspath orthose des Basaltes de Royat. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 372.
H. J. Jensen, The geology of Samoa and the eruptions in Savaii. Proc. Linnean Soc. of New South Wales. 1906. XXXI. 641.
— Geology of the volcanic area of the East Moreton and Wide Bay Districts, Queensland. Linnean Soc. of New South Wales. 1906. pt. I. 73.
Gust. Jenzsch, Mikroskopische und chemisch-analytische Untersuchungen der bisher für Melaphyre gehaltenen Gesteine vom Hockenberge bei Neurode. Pogg. Ann. 1855. XCV. 418.
E. Jeremina und F. Loewinson-Lessing, Beiträge zur Petrographie der Mugodjaren. St. Petersburg 1905.
K. Jimbo, Explanatory text to the geological map of Hokkaido. Tokyo 1890.
— General geological sketch of Hokkaido with special reference to the petrography. Hokkaido 1892.

C. v. JOHN, Über kristallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowina. Wien 1880.
— Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.
— Über die von H. Dr. MÄHNER aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37–46.
— Chemische und petrographische Untersuchungen an Gesteinen von Angra Pequena, der Cap Verdischen Insel St. Vinzente, vom Cap Verde und der Insel San Miguel (Azoren). Jahrb. k. k. geol. R. 1896. XLVI. 279.
— Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt 1899. XLIX. 247.
D. W. JOHNSON, The geology of the Cerrillos Hills, New Mexico. Contribution from the geol. Departm. of Columbia University. vol. X. No. 90. New York 1903.
H. J. JOHNSTON-LAVIS, Note on the Ponza Islands. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 306. 529.
— Sulla inclusione di quarzo nelle Lave di Stromboli ecc. e sui cambiamenti da ciò causati nella composizione della lava. Boll. Soc. geol. Ital. 1894. XIII.
J. W. JUDD, On the gabbros, dolerites and basalts of tertiary age in Scotland and Ireland. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 165. 49—97.
J. W. JUDD and GRENVILLE A. J. COLE, On the basaltglass (tachylyte) of the Western Isles of Scotland. Q. J. G. S. 1883. XXXIX. 444–464.
E. KAISER, Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. Verhdl. naturhist. Ver. LIV. Bonn 1897.
— Beiträge zur Geologie und Petrographie der deutschen Südsee-Inseln. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanstalt. XXIV. 91. Berlin 1904.
EM. KAYSER, Über die Kontaktmetamorphose der körnigen Diabase im Harz. Z. D. G. G. 1870. XXII. 103.
K. KEILHACK, Beiträge zur Geologie der Insel Island. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 376—449.
— Der Koschenberg bei Senftenberg. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. zu Berlin für 1892. 177. Berlin 1893.
J. F. KEMP and V. F. MARSTERS, The trap dykes in the Lake Champlain Valley and the neighbouring Adirondacks. Trans. New York Acad. Sc. 1891. XI. 13.
H. GRAF KEYSERLING, Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. LII. 311. Wien 1903.
Y. KIKUCHI, On pyroxenic components in certain volcanic rocks from Bonin Island. Imperial University of Japan. III.
— On anorthite from Miyakejima. Ibid. II. 31.
W. KILIAN et P. TERMIER, Note sur divers types pétrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives des Alpes françaises. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XXVI. 357. 1898.
M. KIŠPATIČ, Die kristallinischen Gesteine aus der bosnischen Serpentinzone. Wissenschaftl. Mitt. aus Bosnien und der Herzegowina. 1900. VII. Wien.
TH. KJERULF, Beskrivelse af en raekke norske bergarter. Kristiania 1892.
AD. KLAUTZSCH, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillera de Llangagua. Berlin 1893.
— Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay. Aus: W. REISS und A. STÜBEL, Das Hochgebirge von Ecuador. I. Berlin 1898.
— Der jüngste Vulkanausbruch auf Savaii, Samoa. Jahrb. königl. preuß. geol. Landesanst. XXVIII. 169. Berlin 1907.
G. KLEMM, Erläuterungen zu Sektionen Neustadt-Hohwald, Baruth-Neudorf, Stolpen und Pilsnitz der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1893.
— Die beim Bau der Bahnlinie Laubach-Mücke in Oberhessen entstandenen Aufschlüsse. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. zu Darmstadt. IV. Folge. Heft 23.
F. KLOCKMANN, Über Basalt-, Diabas- und Melaphyr-Geschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 408–416.

F. Klockmann, Charakteristische Diabas- und Gabbrotypen unter den norddeutschen Diluvialgeschieben. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1885. Berlin 1886. 322.
— Der geologische Aufbau des sogen. Magdeburger Uferrandes mit besonderer Berücksichtigung der auftretenden Eruptivgesteine. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1890. 118. Berlin 1892.
J. H. Kloos, Geognostisch-geographische Beobachtungen im Staate Minnesota. Inaug.-Diss. Berlin 1877.
— Geognostische Beobachtungen am Columbiafluß. T. M. P. M. 1878. I. 389—409.
— Über Uralit und die strukturellen Verschiedenheiten der Hornblende in einigen Gesteinen des Schwarz- und Odenwaldes. 58. Ver. deutscher Naturf. u. Ärzte 1885. Straßburg i. E. Tageblatt.
— Ein Uralitgestein von Ebersteinburg im nördlichen Schwarzwald. N. J. 1885. II. 82.
— Mikroskopische Untersuchung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine aus Westindien. Sammlungen des geolog. Reichsmuseums. (2.) I. 14. Leyden 1887.
— Untersuchungen an Mineralien und Gesteinen aus Westindien (Holländisch-Guyana). Ibidem S. 111. Leyden 1889.
Fr. Knapp, Die doleritischen Gesteine des Frauenberges bei Schlüchtern in Hessen. Würzburg 1880.
A. Knop, Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.
A. Koch, Die Mineral- und Gesteinseinschlüsse der Basalte des Persanyer Gebirges. T. M. M. 1877. 324—327.
— Neuere Beobachtungen in der Basaltgegend am Altflusse. Ertesitö. 1894. Heft 1. Klausenburg.
— Beschreibung der gesammelten Gesteine. Aus: Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Szechenyi in Ostasien. III. Bd. 4. Abt.
— Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II. Neogene Abteilung. Budapest 1900.
Max Koch, Mitteilung über Olivindiabase aus dem Oberharz. H. Rosenbusch-Festschrift. 184. Stuttgart 1906.
O. Köhler, Über Melaphyre der Dyas und Steinkohle von Zwickau. In: Mietzsch, Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Blatt Zwickau. Leipzig 1877.
C. F. Kolderup, Das Labradorfelsgebiet bei Ekersund und Soggendal. Bergens Museums Aarbog. 1896. No. V.
B. Kolenko, Mikroskopische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von der Banks-Halbinsel, Neuseeland. N. J. 1885. I. 1—21.
Bundjiro Koto, On some japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.
— Notes on the geology of the dependent Isles of Taiwan. Journ. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo. vol. XIII. part 1. 1899.
K. v. Kraatz-Koschlau, Der Hornblendebasalt von Mitlechtern. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. und der Großh. geol. Landesanst. Darmstadt 1896. IV. Folge. 17. Heft.
Fr. Krukenberg, Mikrographie der Glasbasalte von Hawaii. Tübingen 1877.
P. Krusch, Beitrag zur Kenntnis der Basalte zwischen der Lausitzer Neisse und dem Queiß. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1894. 279.
R. Küch, Beitrag zur Petrographie des westafrikanischen Schiefergebirges. T. M. P. M. 1884. VI. 93.
J. Kühn, Untersuchungen über pyrenäische Ophite. Z. D. G. G. 1881. XXXIII. 372.
Emil Künzli, Die petrographische Ausbeute der Schöller'schen Expedition in Äquatorial-Ostafrika (Massailand). Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1901. XLVI. 128.
A. Lacroix, Sur la Kirwanite et la Hullite. Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 428.
— Examen pétrographique d'une diabase carbonifère de Dumbarton, Ecosse. C. R. 1886. CIII. 824.
— Note sur les enclaves des basaltes du Mont Dore et de quelques autres gisements du Puy-de-Dôme et sur un phénomène de contact de basalte et de granite Bull. Soc. géol. Fr. 1890. XVIII. 874.

A. Lacroix, Sur l'existence d'une roche à diaspore dans la Haute-Loire. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 7.
— Sur l'origine du zircon et du corindon dans la Haute-Loire et sur les enclaves de gneiss et de granulites des roches volcaniques du plateau central. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 100.
— Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne. Paris 1890.
— Note sur quelques roches d'Arménie. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) 1891. XIX. 741.
— Sur l'existence de la leucite en veinules dans un basalte du Mont Dore. C. R. 23 novembre 1891.
— Leucite de la Banne d'Ordenche (Mont Dore). Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 318.
— Sur la transformation des feldspaths en dipyre. Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 16.
— Les phénomènes de contact de la lhezolite et de quelques ophites des Pyrénées. Bull. du Service de la Carte géol. de la France. VI. No. 42. Paris 1895.
— La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris 1904.
— Les roches éruptives basiques de la Guinée française. C. R. 1905. CXL. 410.
Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gesteine. Dorpat 1876.
— Vergleichend petrographische Studien der massigen Gesteine der Krym. Dorpat 1880.
G. W. Lamplugh, The geology of the Zambesi Basin around the Batoka Gorge (Rhodesia). With petrographical notes by Herb. St. Thomas. Q. J. G. S. 1907. LXIII. 162.
A. C. Lane, The geology of Nahant. Proceed. Boston Soc. nat. hist. 1888. XXIV. 91.
— Microscopic characters of rocks and minerals of Michigan. Rep. of the State Board of geol. Survey for the years 1891 and 1892. Lansing 1893. 177.
— Geological Report on Isle Royale, Michigan. Geol. Survey of Michigan. VI. part 1. Houghton 1898.
H. O. Lang, Basalt von Hohenhagen bei Dransfeld unweit Göttingen. Württ. naturw. Jahreshefte. 1875. XXXI. 2. 359–365.
— Erratische Gesteine aus dem Herzogtum Bremen. Aus: Abhandl. herausg. v. d. naturw. Ver. z. Bremen. Göttingen 1879. 138 sqq.
— Zur Kenntnis der Verbreitung niederhessischer Basaltvarietäten. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanstalt für 1905. XXVI. 272. Berlin 1906.
A. de Lapparent, Note sur les roches éruptives de l'île de Jersey. Ann. Soc. scient. Bruxelles 1892. XVI. 2. partie.
C. Lapworth and W. W. Watts, The geology of South Shropshire. London 1894.
A. v. Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. N. J. 1869. 641 sqq.; 1870. 693 sqq.; 1871. 673 sqq.; 1872. 357 sqq.
— Beiträge zur Mikromineralogie. Pogg. Ann. CXLVII. 141—157 u. 283—306. 1871.
— Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 230.
— Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel. Verhdlg. naturh. Ver. der preuß. Rheinl. u. Westf. XXXV. 1878.
— Petrographische Skizzen aus Irland. T. M. P. M. 1878. 409—449.
— Der Diabasporphyrit der Insel Lambay. T. M. P. M. 1878. I. 419—425.
— Der Ätna. Leipzig 1880.
H. Laspeyres, Der Einbruch von Diabas in die Flötze der Steinkohlenformation auf der Grube Heinitz bei Saarbrücken. Corr.-Blatt d. naturf. Ver. Bonn. 1893. Heft 1.
— Basalt vom Ahnetal im Sollingerwalde. Sitzungsber. d. naturhist. Ges. d. Rheinlande u. Westfalens. 1887. 18 - 23.
E. Laufer, Beiträge zur Basaltverwitterung. Z. D. G. G. 1878. XXX. 67—97. (Die mikroskop. Beobachtungen sind von H. Francke).
— Melaphyr vom Winterstein, Thüringer Wald. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 204.
L. de Launay, Description géologique des îles de Mételin et de Thasos. Archives des Missions. (3.) XVI. 1890. Paris.
A. C. Lawson, Rapport sur la géologie de la region du Lac des Bois. Geol. and nat. hist. Survey Canada. 1885. I.
— Notes on some diabase dykes of the Rainy Lake Region. Proceed. Canad. Institution. Toronto 1887.

A. C. Lawson, Report on the geology of Rainy Lake Region. Geol. Survey of Canada. Annual Report 1887. Montreal 1888.
— Petrographical differentiations of certain dykes of the Rainy Lake Region. Amer. Assoc. for the Adv. of Sc. XXXVIII u. Amer. Geologist. March 1891.
— The laccolitic sills of the North-West Coast of Lake Superior. Geol. and nat. hist. Survey of Minnesota. No. 8. 24. Minneapolis 1893.
— The geomorphogeny of the Upper Kern Basin. Univ. of Calif. Publ. Bull. Departm. of geol. Berkeley 1904. III. 291.
Andr. C. Lawson and Ch Palache, The Berkeley Hills. A Detail of Coast Range geology. Univ. of Calif. Publ. Bull. Dep. of geol. Berkeley 1902. II. 349.
H. Leclerg, Über die sogenannten Labradorporphyre der Umgegend von Brilon in Westfalen und einzelner ihrer Kontakterscheinungen. Inaug.-Diss. Bonn 1904.
J. M. Ledroit, Über die sogenannten Trachydolerite des Vogelsbergs. Inaug.-Diss. Gießen 1886.
Joh. Lehmann, Untersuchungen über die Einwirkung eines feurig flüssigen basaltischen Magmas auf Gesteins- und Mineraleinschlüsse angestellt an den Laven und Basalten des Niederrheins. Bonn 1874.
H. Leitmeier, Geologie der Umgebung von Kainberg im Sausal. Mitt. d. naturw. Ver. für Steiermark. Graz 1907. 112.
H. Lenk, Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Würzburg 1887.
— Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle". 1894.
— Über vulkanische Tuffe aus Mexiko. In: Felix und Lenk, Beiträge zur Geologie und Paläont. der Republik Mexiko. II. Teil, 3. Heft. 225.
A. Leppla, Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im S.O.-Flügel des pfälzischen Sattels. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1893. 134.
— Erläuterungen zu Blatt St. Wendel und Ottweiler der geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.
R. Lepsius, Das westliche Süd-Tirol. Berlin 1878.
K. L. Th. Liebe, Die Diabase des Voigtlandes und Frankenwaldes. N. J. 1870. 1—20.
K. Th. Liebe und E. Zimmermann, Die zonenweise gesteigerte Umwandlung der Gesteine in Ostthüringen. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1884. 148. Berlin 1885.
— Erläuterungen zu Blatt Weida, Naitschau und Greiz der geolog. Spezialkarte von Preußen nnd den thüringischen Staaten. Berlin 1893.
Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen Gesteine. Breslau 1874.
G. Linck, Die Basalte des Elsaß. Straßburg 1887.
W. Lindgrén, Petrographical notes from Baja California, Mexico. Proceed. Cal. Acad. Sc. 1889. (2.) II.
— Notes on the geology and petrography of Baja California, Mexico. Ibid. 1890. (2.) III. 25.
— Eruptive Rocks from Montana. Ibid. 1890. III. 39.
O. von Linstow, Die Tertiärablagerungen im Reinhardswalde bei Kassel. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. für 1898. Berlin 1899.
F. Loewinson-Lessing, Die Variolite von Jalguba im Gouvernement Olonez. T. M. P. M. 1884. VI. 281—300.
— Die mikroskopische Beschaffenheit des Sordawalits. Ibid. 1887. IX. 61.
— Die Olonezer Diabasformation. St. Petersburg 1888.
Edwin C. E. Lord, Die Basalte des Fichtelgebirges. Heidelberg 1894.
— On the dykes in the vicinity of Portland, Maine. The American Geologist 1898. XXII. 335.
Joh. Lorenzen, Kemisk undersögelse af det metalliske jern fra Grönland samt nogle af de dermet fölgende bjergarter. Meddelelser om Grönland. IV. 1882. Kjöbenhavn. — Mineral. Mag. VI. No. 27. 14—38.
Giu. de Lorenzo, Il Neck subetneo di Motta S. Anastasia. Atti R. Acad. Lincei 1907. XVI. 2. semestre. 15.

Giu. de Lorenzo e C. Riva, Il cratere de Vivara nelle Isole Flegree. Atti R. Accad. di Sc. fis. e mat. di Napoli. (2.) X. No. 8. 1900.

H. Loretz, Mitteilung über einige Eruptivgesteine aus dem südöstlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 284.

— Erläuterungen zu Blatt Groß-Breitenbach, Gräfental und Königsee der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1882.

J. Lorié, Bijdrage tot de Kennis der Javaansche Eruptiefgesteenten. Rotterdam 1879.

K. A. Lossen, Über den Spilosit und Desmosit Zincken's, ein Beitrag zur Kenntnis der Kontaktmetamorphose. Z. D. G. G. 1872. XXIV. 701—786.

— Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis des Harzes. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1880. Berlin 1881.

— Diabase der Wieder Schiefer und ihre Kontaktbildungen in Blatt Harzgerode, Pansfelde und Wippra. Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1882 und 1883.

— Über die Gliederung des sog. Eruptiv-Grenzlagers im Ober-Rotliegenden zwischen Kirn und St. Wendel. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin 1884.

— Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin 1884 und ibidem für 1884. Berlin 1885.

— Über das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten paläozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion). Sitzber. d. Ges. naturf. Freunde. Berlin 1885. 29.

— Hornschiefer vom Schauenberg bei Tholey. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 508.

— Die Eruptivgesteine auf Blatt Lebach, Wadern und Wahlen in Erläuterungen zu Blatt Lebach, Wadern und Wahlen der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1889.

— Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Bosenbergs bei St. Wendel und verwandte benachbarte Eruptivtypen aus der Zeit des Rotliegenden. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1889. 258. Berlin 1890.

B. Lotti, Descrizione geologica dell' Isola d'Elba. Roma 1886.

Wlad. von Luczizky, Petrographische Studien zwischen Erbendorf und Neustadt an der Waldnaab (Oberpfalz). N. J. Centralblatt 1904. 577.

O. Luedecke, Über einen Anorthitbasalt vom Fuji-no-yama in Japan. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle a. S. 1880. 410—416.

J. Machado, Beiträge zur Petrographie der südwestlichen Grenze von Minas Geraes und S. Paulo. T. M. P. M. 1888. IX. 518.

J. Mackintosh Bell assisted by Colin Frazer, The geology of the Hokitika Sheet, North-Westland Quadrangle, with which has been included a small portion of the Upper Wilberforce Valley, in the Waimakariri Quadrangle. New Zealand geol. Survey. Bull. No. 1. Wellington 1906.

C. A. Mc Mahon, Notes on some tachylytes, metamorphosed tuffs and other rocks of igneous origin on the western flank of Dartmoor. Q. J. G. S. 1894. L. 338.

C. A. Mc Mahon and A. H. Mc Mahon, Notes on some volcanic and other rocks, which occur near the Baluchistan-Afghan frontier, between Chaman and Persia. Q. J. G. S. 1897. LIII. 289.

J. Macpherson, Sobre los caracteres petrograficos de las ofitas de las cercanias de Biarritz. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1877. VI.

— Estudio geologico y petrografico del Norte de la provincia de Sevilla. Madrid 1879.

— Descripcion de algunas rocas que se encuentran en la Serrania de Ronda. Madrid 1879.

— De la posibilidad de producirse un terreno apparentemente triasico con los materiales de la Creta. Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1879. VIII. 485.

— Apuntes petrographicos de Galicia. Ibidem 1881. X.

— Résumé d'une description des ophites et des téschénites du Portugal. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) X. 289—295. 1882.

J. Macpherson, Etude sur les roches éruptives recueillies par M. Choffat dans les affleurements sécondaires au Sud du Sado. Lisboa 1887.

Ern. Manasse, Rocce ofiolitiche e connesse dei Monti Livornesi. Atti Soc. tosc. Sc. nat. vol. XVI. Pisa 1897.

— Studio chimico-microscopico sul Gabbro del Romito. Proc. verb. Soc. tosc. di Sc. e Lett. 18 jan. 1901.

— Rocce della Colonia Eritrea raccolte a Sud di Aráfali. Proc. verb. Soc. tosc. Sc. nat. 28 marzo 1904. Pisa.

— Sopra alcune rocce eruttive della Tripolitania. Boll. Soc. geol. Italiana 1905. XXIV. 137. Roma.

J. Martin, Erratische Basalte aus dem Diluvium Norddeutschlands. Abhdl. Nat. Ver. Bremen 1903. XVII. 485.

— Beitrag zur Kenntnis der erratischen Basalte. Z. D. G. G. 1907. LIX. 49.

W. D. Matthew, The effusive and dyke rocks near St. John, N. B. Trans. New York Acad. of Sc. 1895. XIV. 187.

E. Mattirolo, Intorno al alcune roccie della Valle del Penna nell' Apennino Ligure. Rendic. Accad. Lincei. 20 Juni 1886.

D. Mawson, The geology of the New Hebrides. Proceed. Linnean Soc. of New South Wales. 1905. part 3. 400.

H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westfalen. T. M. M. 1877. 172—177.

G. Mercalli, Note geologiche e sismiche sulle Isole di Ponza. Atti R. Accad. Sc. fis. e mat. di Napoli. (2.) VI. No. 10.

— Le lave di Radicofani. Atti Soc. ital. di sc. nat. Milano 1887. XXX.

— L'isola Vulcano e lo Stromboli dal 1886 al 1888. Ibidem 1888. XXXI.

— Sopra alcune lave antiche e moderne dello Stromboli. Rend. R. Istituto Lombardo. (2.) XXIII. fasc. 20. 1890.

— Le lave antiche e moderne dell' Isola di Volcano. Giorn. di min. Pavia 1892. III. fasc. 2.

— Sopra l'eruzione dell' Etna cominciata il 9 Luglio 1892. Atti Soc. ital. di Sc. nat. 1893. XXXIV.

G. P. Merrill, On the collection of Maine building stones in the U. S. National Museum. Proceed. U. S. Nat. Mus. 1883. VI. No. 12.

— Notes on some eruptive rocks from Gallatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Ibidem 1895. XVII. 634.

A. Michel-Lévy, Mémoire sur la variolite de la Durance. Bull. Soc. géol. Fr. 1877. V. (3.) 232—266.

— Structure et composition minéralogique de la variolite de la Durance. C. R. 5 février 1877.

— Note sur quelques ophites des Pyrénées. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) VI. 156—176. 1878.

— Sur les roches éruptives basiques cambriennes du Mâconnais et du Beaujolais. Ibidem XI. 273—302.

— Note sur les porphyrites micacées du Morvan. Ibidem 1881. (3.) VII. No. 11.

— Sur quelques nouveaux types de roches provenant du Mont Dore. C. R. 1884. XCVIII. No. 22.

— Note sur un basalte riche en zéolithes des environs de Périer (Puy-de-Dôme). Bull. Soc. min. Fr. 1887. X. 69.

— La chaîne des Puys. Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XVIII. 696.

— Le Mont-Dore et ses alentours. Ibid. 1891. (3.) XVIII. 743.

A. Michel-Lévy et Bergeron, Etude géologique de la Serrania de Ronda. Mém. prés. par div. sav. Paris 1889. XXX. 220.

A. Michel-Lévy, A. Lacroix et Leclère, Note sur les roches cristallines et éruptives de la Chine Méridionale. C. R. 1900. CXXX. 211.

L. Milch, Die Diabasschiefer des Taunus. Z. D. G. G. 1889. XLI. 394.

L. Milch, Petrographische Untersuchung einiger ostalpiner Gesteine. In: Fr. Frech, Die karnischen Alpen. Halle a. S. 1892.
— Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. Leipzig 1892.
— Die Ergußgesteine des galatischen Andesitgebietes (nördlich von Angora). N. J. B.-B. XVI. 110. 1903.
— Beiträge zur Petrographie der Landschaft Ulu Rawas, Süd-Sumatra. N. J. B.-B. XVIII. 409.
W. G. Miller, The cobalt-nickel arsenides and silver deposits of Temiscaming. Report of the Bureau of Mines. 1905. part II. Toronto 1905.
J. C. H. Mingaye and H. P. White, Notes and analyses of Olivine-Basalt Rocks from the Sydney District. Records N. S. Wales geol. Survey. Vol. VII. Part III. 226. Sydney 1903.
Joh. Chr. Moberg, Untersuchungen über die Grünsteine des westlichen Blekinge und der angrenzenden Teile Schonen's. Sveriges geol. Undersökning. Afhandl. och Uppsatser. No. 158. Stockholm 1890.
Fr. Moesta, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Blatt Eschwege, Gerstungen und Waldkappel. Berlin 1876.
H. Möhl, Die Gesteine (Tachylyt, Basalt und Dolerit) der Sababurg in Hessen. Kassel 1869.
— Der Scheidsberg bei Remagen. XIII. Ber. d. Offenbacher Ver. f. Naturk. 1873.
— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta d. K. Leopold.-Carol. Deutsch. Akad. der Naturforscher. 1873. XXXVI. No. 4. Dresden.
— Die Basalte der preußischen Ober-Lausitz. Abhandlungen d. naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.
— Die südwestlichsten Ausläufer des Vogelgebirges. XIV. Ber. d. Offenbacher Ver. f. Naturk. 1874.
— Diabas von Mentagarioni an der Südküste von Borneo. N. J. 1874. 790.
— Durch Basalt veränderter Sandstein und Kalk vom Weißholz bei Lütgeneder. Ibidem 1874. 799—804.
— Der Diabas vom Bielstein bei Brilon und sein Umwandlungsprodukt. Ibidem 1875. 710.
— Basalte von Otaheiti. N. J. 1875. 723—724.
— Über Teschenite. Ibidem 1875. 694—700.
— Über Augit- und Uralitporphyr. Ibidem 1875. 716.
— Die Eruptivgesteine Norwegens. Christiania 1877.
F. Möhle, Beitrag zur Petrographie der Sandwich- und Samoa-Inseln. N. J. B.-B. XV. 66. 1902.
H. Moissan, Recherches sur le fer d'Ovifak. C. R. CXVI. 1269.
G. A. F. Molengraaff, Beitrag zur Geologie der Umgegend der Goldfelder auf dem Hoogeveld in der südafrikanischen Republik. N. J. B.-B. IX. 1894. 174.
H. W. Monckton, The Stirling dolerite. Q. J. G. S. 1895. LI. 480.
Con. Lloyd Morgan and Sydney Hugh Reynolds, On the igneous rocks associated with the carboniferous limestone of the Bristol district. Q. J. G. S. 1904. LX. 137.
J. Morozewicz, Der geologische Aufbau des Hügels von Issatschki. Mém. du Comité géologique. Nouvelle Série. Livr. 7. St. Petersburg 1903.
— Die Eisenerzlagerstätten des Magnetberges im südlichen Ural und ihre Genesis. T. M. P. M. 1904. XXIII. 113.
J. Collet Moulden, Petrographical observations upon some South-Australian rocks. Trans. Roy. Soc. of South-Australia. 1905.
O. Mügge, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. N. J. 1883. II. 189.
— Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885, cf. N. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.
C. A. Müller, Die Diabase aus dem Liegenden des ostthüringischen Unterdevons. Gera 1884.

G. Nauckhoff, Über das Vorkommen von gediegenem Eisen in einem Basaltgange bei Ovifak in Grönland. T. M. M. 1874. 109—136.

M. Neef, Über seltenere kristallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Z. D. G. G. XXXIV. 1882. 462—499.

G. B. Negri, Studio micrografico di alcuni basalti dei colli Euganei. Atti Soc. Veneto-Trentina di sc. nat. Padova 1891. 369 und Rivista di miner. e crist. italiana. 1891. VIII. 88. (N. J. 1892. II. -253- u. -420-.)

Edm. F. Neminar, Die Eruptivgesteine der Gegend von Banow. T. M. M. 1876. 152—154.

E. T. Newton and J. J. H. Teall, Notes on a collection of rocks and fossils from Franz Joseph Land, made by the Jackson-Harmsworth Expedition during 1894—1896. Q. J. G. S. LIII. 477. 1897 und LIV. 646. 1898.

Th. Nicolau, Beiträge zur Kenntnis rumänischer Felsarten. T. M. P. M. 1899. XVIII. 477.

— Untersuchungen an den eisenführenden Gesteinen der Insel Disko. Meddelelser om Grönland XXIV. Kopenhagen 1900. 217.

J. Niedzwiedzki, Gesteine von Aden in Arabien. S. W. A. April 1871. LXIII.

— Über Gesteine der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. 104—106.

— Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.

O. Nordenskjöld, Über basische Ergußgesteine aus dem Elfdalener Porphyrgebiet. Bull. Geol. Institute of Upsala. I. No. 2. 1893.

— Die kristallinischen Gesteine der Magellansländer. Wissensch. Ergebnisse d. schwed. Expedition nach den Magellansländern 1895—1897. Stockholm 1901.

V. Novarese, Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpe Occidentali. Boll. R. Com. geol. d'Ital. 1895. XXVI. 164.

K. Oebbeke, Beiträge zur Petrographie der Philippinen und Palau-Inseln. N. J. B.-B. I. 1881. 451.

— Beiträge zur Kenntnis einiger hessischer Basalte. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 390.

Ez. Ordoñez y F. Prado y Tapia, Los volcanos de Zacapu (Michoacan). Mem. Soc. „Alzate". XVIII. Mexiko 1903.

A. Osann, Über einige basaltische Gesteine der Färöer. N. J. 1884. I. 45.

— Report on the rocks of Trans-Pecos Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Rep. 123. Austin 1893.

— Über einen Enstatitaugit führenden Diabas von Tasmanien. N. J. Centralblatt 1907. 705.

G. de Angelis d'Ossat et F. Millosevich, Studio geologico sul materiale raccolto da M. Sacchi. Seconda spedizione Bottego. Roma 1900.

W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porzellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 223—261.

E. V. Pacheco do Canto e Castro, Recherches micrographiques sur quelques roches de l'île de S. Miguel (Açores). Lisbonne 1888.

Ch. Palache, The Lherzolite-serpentine and associated rocks of the Potrero, San Francisco. Univ. of Calif. Bull. Dep. of geol. 1894. I. 161.

— Geology about Chichagof Cove, Stepovak Bay, with notes on Popof and Unga Islands. Harriman Alaska Expedition. vol. IV. 69. 1905.

James Park, The geology of the area covered by the Alexandra Sheet, Central Otago Division (including the Survey Distrikts of Leaning Rock, Tiger Hill and Poolburn). New Zealand geol. Survey. Bull. No. 2. Wellington 1906.

J. Parkinson, On an intrusion of granite into diabase at Sorel Point (Northern Jersey). Q. J. G. S. 1899. LV. 430.

C. F. Parona, Sugli schisti silicei a radiolarie di Cesana presso il Monginevra. Atti R. Acc. Torino 1892. XXVII. 197.

H. B. Patton, Microscopic study of some Michigan rocks. Rep. of the State Board of geol. Survey for the years 1891 and 1892. Lansing 1893. 189.

F. P. Paul, Beiträge zur petrographischen Kenntnis einiger foyaitisch-theralithischer Gesteine aus Tasmanien. T. M. P. M. 1906. XXV. 269.

J. N. Peach and John Horne, The silurian rocks of Britain, with petrological chapters and notes by J. J. H. Teall. Vol. I. Scotland. Memoirs of the geological Survey of the United Kingdom. Glasgow 1899.

A. Pelikan, Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine aus den Kaukasusländern. Aus: Beiträge zur Paläont. u. Geol. Österreich-Ungarns und des Orients, begründet von E. von Mojsisovics und M. Neumayr. IX. 81. Wien 1894.

— Über die mährisch-schlesische Schalsteinformation. Sitzungsber. Wien. Akad. 1. Abt. 1898. Bd. CVII.

— Die Schalsteine des Fichtelgebirges, aus dem Harz, von Nassau und aus den Vogesen. S. W. A. 1899. CVIII. 741.

— Petrographische Untersuchungen von Gesteinen der Inseln Sokótra, Abd El Kûri und Sémha. Denkschr. math.-naturw. Klasse d. kais. Akad. d. Wiss. LXXI. Wien 1902.

Albr. Penck, Nordische Basalte im Diluvium von Leipzig. N. J. 1877. 243—250.

— Über Palagonit- und Basalttuffe. Z. D. G. G. 1880. XXXI. 504—577.

Joh. Petersen, Die Reisen des Jason und der Hertha in das Antarktische Meer 1893/94 und die wissenschaftlichen Ergebnisse dieser Reisen nebst einer Originalkarte des Dirck Gherritz-Archipels mit Begleitworten von L. Friedrichsen. Mitt. d. geogr. Ges. Hamburg 1891/92. Heft II.

— Geschiebestudien. Beiträge zur Kenntnis der Bewegungsrichtungen des diluvialen Inlandseises. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg. XV. 1899.

— Ergebnisse der petrographischen Untersuchung der im zentralen Tiën-schan und Dsungarischen Ala-tau während der Saposchnikow'schen Expedition im Sommer 1902 von Dr. Max Friedrichsen gesammelten kristallinen Gesteine. Hamburg 1904.

Th. Petersen, Untersuchungen über die Grünsteine. N. J. 1892. 573.

Petiton, Sur les roches éruptives de la Conchinchine française. Bull. Soc. min. Fr. V. 1882. 131.

J. Arth. Phillips, On the so-called greenstones of Western Cornwall. Q. J. G. S. 1876. XXXII. No. 126. 155—180.

— On the chimical and mineralogical changes which have taken place in certain eruptive rocks of North-Wales. Ibidem 1877. XXXIII. 423—429.

— On the so-called greenstones of Central and Eastern Cornwall. Ibidem 1878. XXXIV. 471—496.

Alex. Hamilton Phillips, The mineralogical structure and chemical composition of the trap of Rocky Hill, N. J. Amer. Journ. 1899. VIII. 267.

P. Pianitzky, Über einige kristallinische Schiefer der Umgegend von Krivoi-Bog in Südrußland. Mitt. d. naturw. Ver. f. Neuvorpommern und Rügen. 28. Jahrg. 1896.

A. Pichler, Beiträge zur Geognosie Tirols. N. J. 1882. II. 283.

C. D. Pilide, Untersuchung eines Melaphyrs von Pareukailor in der Bukowina. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1876. No. 9. 210.

Giu. Piolti, Contribuzioni allo studio della variolite del Monte Gimont. Atti R. Accad. Sc. Torino 1893/94. XXIX. 76.

— Sopra alcune rocce del Bacino del Monte Gimont (Alta Valle di Susa). Mem. R. Accad. Sc. Torino 1895. (2.) XLV.

— I Basalti dell' Isola del Principe Rodolfo. Osservazioni Scientifiche eseguite durante la Spedizione polare di S. A. R. Luigi Amadeo di Savoia, Duca degli Abruzzi 1899—1900. Milano 1903.

L. V. Pirsson, Note on some volcanic rocks from Gough's Island, South Atlantic. Amer. Journ. 1893. XLV. 380.

W. Poetz, Beiträge zur Kenntnis der basaltischen Gesteine von Nord-Syrien. Z. D. G. G. 1896. XLVIII. 522.

H. Pohlig, Über die Fragmente metamorphischer Gesteine in den vulkanischen Gebilden des Siebengebirges. Verhdl. naturf. Ges. Rheinl. 1888. 5. Folge. V. 89.

D. Polenov, Die massigen Gesteine vom nördlichen Teile des Witim Plateau. St. Petersburg 1899. Arb. d. kais. St. Petersburger Naturf. Ges. XXVII. 5. Heft.

J. Postlehwaite, Notes on an intrusive sheet of diabase and associated rocks at Robin Hood, near Bassenthwaite. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 531.

K. Preiss und K. Vrba, Über einige Mineralien aus dem Diabas von Kuchelbad. Sitzber. k. böhm. Ges. d. Wiss. 14. Nov. 1879.

H. Preiswerk, Untersuchung eines Grünschiefers von Brusson (Piemont). N. J. 1901. Centralblatt No. 10. 303.

— Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig, Wallis. Verhdl. naturf. Ges. Basel 1903. XV. 293.

— Die Grünschiefer im Jura und Trias des Simplongebietes. Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. I. Teil. Bern 1907.

G. F. J. Preumont, Notes on the geological aspect of some of the northeastern territories of the Congo Free State, with petrological notes by J. A. Howe. Q. J. G. S. 1905. LXI. 641.

G. Primics, Petrographische Untersuchung der eruptiven Gesteine des nördlichen Hargitta-Zuges. F. K. 1879. IX. 455.

— Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Mitteil. aus d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anst. 1884. VI. Heft 9.

G. T. Prior, Petrographical notes on the rock specimens collected in Antarctic Regions during the voyage of H. M. S. Erebus and Terror under Sir James Clark Rosse in 1839—43. Min. Mag. XII. No. 55. 69. 1899.

— On Aegirine and Riebeckite Anorthoclase rocks related to the „Groruditе-Tinguáite" series, from the neighbourhood of Adowa and Axum, Abyssinia. Min. Mag. 1900. XII. 255.

— Report on the collections of Natural History made in the Antarctic Regions during the voyage of the „Southern Cross". London 1902.

— Contributions to the petrology of British East Africa. Comparison of volcanic rocks from the Great Rift Valley with rocks from Pantelleria, the Canary Islands, Ascension, St. Helena, Aden und Abyssinia. Min. Mag. 1903. XIII. 228.

— Note on a pillow-lava apparently forming a continuous horizon from Mullion Island to Gorvan Haven in Cornwall. Geol. Mag. (5.) I. 447. London 1904.

Prohaska, Über den Basalt von Kollnitz im Lavanttale und dessen glasige Cordieritführende Einschlüsse. S. W. A. 1885. XLII. Naturw.-math. Klasse.

H. Pröscholdt, Erläuterungen zu Blatt Rodach und Themar der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1895.

H. Pröscholdt und H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Rieth (Eruptivgesteine), Römhild und Heldburg (Eruptivgesteine) der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1895.

Raph. Pumpelly, Metasomatic development of the copper bearing rocks of Lake Superior. Proceed. of the American Academy of Arts and Sciences. 1878. XIII.

Franc. Quiroga, Ofita de S. Vicente de la Barquera (Santander). Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1885. XIV. 105.

— Noticias petrograficas. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1885. XIV. 94.

— Noticias petrograficas. Ibidem 1887. XVI. 209.

— Observaciones geologicas hechas en el Saharâ occidental. Ibid. 1889. XVIII. 313.

— Gneis y diabase del valle de Miñor (Pontevedra). Ibidem 1892 (2.) I. (XXI.)

Cath. A. Raisin, On the lower limit of the Cambrian series in NW. Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 329.

— Variolite of the Lleyn and associated volcanic rocks. Ibidem 1893. XLIX. 145.

— Notes on the geology of Perim Island. Geol. Mag. 1902. IX. 206.

— Petrological notes on rocks from Southern Abyssinia, collected by Dr. Reg. Koettlitz. Q. J. G. S. 1903. LIX. 292.

W. Ramsay, Om Hoglands geologiska byggnad. G. F. i St. Förhdl. 1890. XII. 471.

F. Leslie Ransome, The eruptive rocks of Point Bonita. Univ. of Calif. Bull. Dep. of geol. 1893. I. 71.
— Some lava flows of the western slope of the Sierra Nevada, California. U. S. geol. Survey Bull. No. 89. Washington 1898.
— Geology of the Globe Copper district, Arizona. U. S. geol. Survey. Professional Paper No. 12. Washington 1903.
G. vom Rath, Ein Besuch Radicofanis und des Monte Amiata in Toscana. Z. D. G. G. 1865. XVII. 399 - 406.
— Der Monzoni im südöstlichen Tirol. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde in Bonn. 8. März 1875.
— Beiträge zur Petrographie. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 357—372.
— Palästina und Libanon. Bonn 1881.
F. R. Cowper Reed, The geology of the country around Fishguard, Pembrokeshire. Q. J. G. S. 1895. LI. 149.
— The igneous rocks of the coast of County Watesford. Ibidem 1900. LVI. 657.
Reinh. Reinisch, Über Astrolith, ein neues Mineral. N. J. Centralblatt 1904. 108.
K. A. Reiser, Über die Eruptivgesteine des Allgäu. T. M. P. M. X. 500. 1889.
A. Renard, Note sur la diabase de Challes. Bull. Acad. Roy. de Belgique. No. 8. 1878.
— Notice sur les roches de l'île de Fernando Noronha. Ibid. 1882. (3.) III. No. 4.
— Notice sur les roches de l'île de Juan Fernandez. Ibid. 1885. (3.) X. No. 11.
— Notice sur la géologie du groupe d'îles de Tristan da Cunha. Ibid. 1885. (3.) IX. No. 5.
— Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen. Bull. Mus. Roy. d'hist. nat. Belg. 1886. IV. 223.
— Notice sur les roches de l'île Marion. Bull. Acad. Roy. Belg. 1886. (3.) XII. No. 8.
— Notice sur quelques roches des îles Cebú et Manganipa. Ibidem 1886. (3.) XI. No. 2.
— Notice sur les roches de l'île Heard. Ibidem 1886. (3.) XII. No. 8.
— Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. d'hist. nat. Belg. 1887. V. 5.
— Note sur les roches du Pic du Teyde (Ténérife). Mém. Soc. belge de géol. 1888. 67.
J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek eener verzameling gesteenten uit de afdeeling Martapoera, zuider- en ooster afdeeling van Borneo Jaarb. Mijnw. Oost-Indië. 1891. XX.
— Mikroskopische Beschrijving van gesteenten afkomstig van de Oostkust van Borneo verzameld door den Mijningenieur J. A. Hooze. Ibidem 1895.
— Mikroskopisch onderzoek van gesteenten uit Nederlandsch Oost-Indië. Ibid. 1895.
O. Reuber, Die Basalte südlich von Homberg a. d. Efze bis zum Knüllgebirge. N. J. B.-B. XIX. 1904. 503.
Ernst Reuning, Diabasgesteine an der Westerwaldbahn Herborn - Driedorf. N. J. B.-B. XXIV. 390. 1907.
H. H. Reusch, The microscopical texture of basalts from Jan Mayen. The Norwegian North-Atlantic Expedition. 1876—78. Christiania 1882.
— Gang med hornblendeförende diabas paa Hovedöen. Geol. Notiser fra Kristianiaegnen. Nyt Mag. 1883. XXVIII. 2. 147.
— Bommelöen och Karmöen geologisk beskrevne. Kristiania 1888.
— Jagttagelser fra en reise i Finmarken. Norges geologiske Undersökning. 1891. 22.
S. H. Reynolds and C. J. Gardiner, The Kildare Inlier. Q. J. G. S. 1896. LII. 587.
Riccò e Mercalli, Sopra il periodo eruttivo dello Stromboli cominciato il 24 giugno 1891. Giorn. di min. e petr. 1893. IV. 1.
C. Riemann, Über die Grünsteine des Kreises Wetzlar und einige ihrer Kontakterscheinungen. Bonn 1882.
Er. Rimann, Beitrag zur Kenntnis der Diabase des Fichtelgebirges, im besonderen des Leukophyrs Gümbel's. Wo?

Fr. Rinne, Der Dachberg, ein Vulkan der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1886. Berlin 1887.
— Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1892. Berlin 1893. Ibidem für 1897. Berlin 1898.
— Über norddeutsche Basalte. S. B. A. 1894. LI. 1223.
— Über rhombischen Augit als Kontaktprodukt, chondrenartige Bildungen aus künstlichen Schmelzen und über Konkretionen in Basalten. N. J. 1895. II. 229.
— Über Diabasgesteine in mitteldevonischen Schiefern aus der Umgebung von Goslar am Harz. N. J. B.-B. X. 1896. 363.
— Beitrag zur Petrographie der Minahassa in Nord-Celebes. S. B. A. 1900. XXIV. 474.
— Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutzgebietes. Z. D. G. G. 1904. LVI. 122.
C. Riva, Sopra alcune rocce della Val Sabbia. Rend. del R. Istituto Lombardo. (2.) XXVI. Fasc. XI—XII. Milano 1893.
— Le rocce paleovulcaniche del Gruppo dell'Adamello. Mem. R. Istituto lombardo. Milano 1896. XVII. 159.
— Escursioni nel Caucaso e nell'Armenia in occasione del Congresso Geologico Internazionale di Pietroburgo. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. XXXVII. Milano 1898.
— Sopra la formazione diabasica e sopra alcuni minerali di Rosas nel Sulcis, Sardegna. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. e lett. 1899. (2.) XXXII.
A. W. Rogers, Geological Survey of parts of Hay and Prieska, with some notes on Herbert and Barkley West. 10. Annual Report. Cape of Good Hope geol. Commission. 1905. 143. Cape Town 1906.
— Geological Survey of parts of the Divisions of Uitenhage and Alexandria. Ibid. 9. Cape Town 1906.
C. E. M. Rohrbach, Über die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation. T. M. P. M. 1885. VII. 1—63.
A. de Romeu, Les roches filoniennes paléozoiques non granitiques des Pyrénées. Bull. Soc. min. Fr. 1907. XXX. 110.
A. Rosati, Studio microscopico e chimico delle rocce vulcaniche dei dintorni di Vizzini (Val di Noto, Sicilia). Atti R. Acad. Lincei Roma. 1901. X. 18.
G. Rose, Bemerkungen über die Melaphyr genannten Gesteine von Ilfeld am Harze. Z. D. G. G. 1859. XI. 280 sqq.
H. Rosenbusch, Über einige vulkanische Gesteine von Java. Berichte d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. 1872.
— Die Steiger Schiefer und ihre Kontakt-Metamorphose an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Straßburg i. E. 1877.
— Die Gesteinsarten von Ekersund. Nyt Mag. f. Naturv. Christiania. 1882. XVII. 4.
A. Rosiwal, Zur Kenntnis der kristallinischen Gesteine des zentralen Balkan. Denkschr. W. A. W. 1890. LVII. 265.
— Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., LVIII. Wien 1891.
— Petrographische Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1894. 210 und 322.
— Aus dem kristallinischen Gebiete zwischen Schwarzawa und Zwittawa. Verhdl. k. k. geol. R. 1895. 445.
Fr. Roth, Die Tuffe der Umgegend von Gießen. Gießen. Inaug.-Diss. 1892. (N. J. 1892. II. 418.)
Justus Roth, Über die Gesteine von Kerguelen's Land. M. B. A. 18. Nov. 1875.
— Petrographische Beiträge. Ibidem 13. Januar 1881.
— Zur Kenntnis der Ponza-Inseln. Ibidem 1882. XXIX. 623—633.
— Beiträge zur Petrographie von Korea. S. B. A. 1886. XXXVI. 1—7.
Sam. Roth, Die eruptiven Gesteine des Fazekasboda-Mordgyer-Gebirgszuges (Baranyaer Comitat). Mitt. aus d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anstalt. Bd. IV. Budapest 1876.

A. Rothpletz, Über Quarzdiabasporphyre im Silur zwischen Nossen und Niederwiesa. Z. D. G. G. 1878. XXX. 554—556.
– Erläuterungen zu Sektion Frankenberg-Hainichen der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1881.
J. C. Russell, The quaternary history of Mono Valley, Cal. 8th Annual Report of U. S. geol. Survey. Washington 1889. I. 267.
Fr. Rutley, The eruptive rocks of Brent Tor and its neighbourhood. London 1878.
— On some eruptive rocks of St. Minver. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 167. 392—401.
— On tachylyte from Victoria Park, Whiteinch, near Glasgow. Ibidem 1889. XLV. 626.
— On some of the melaphyres of Caradoc with notes on the associated felsites. Ibidem 1891. XLVII. 534.
V. Sabatini, Descrizione geologica delle Isole Pontine. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1893. XXIV. 228 u. 309.
— Sopra alcune roccie della Colonia Eritrea. Boll. R. Com. geol. Roma. 1899. No. 2.
Dom Pedro Aug. von Sachsen-Coburg, Beiträge zur Mineralogie und Petrographie Brasiliens. T. M. P. M. 1889. X. 451.
Fr. Sandberger, Über Dolerit und einige Mineralien basaltischer Gesteine. N. J. 1870. 205.
— Tachylyt vom Säsebühl. Ibidem 1871. 621.
— Über Dolerit. S. M. A. 3. Mai 1873. 140—151.
— Die kristallinischen Gesteine Nassaus. Vortrag in der mineralog. Sektion d. Naturforscher-Versammlung zu Wiesbaden. 19. Sept. 1873.
— Über Basalt und Dolerit bei Schwarzenfels in Hessen. N. J. 1878. 22—25.
— Über Dolerit und Feldspatbasalt. T. M. P. M. 1878. I. 280—287.
— Über Dolerit von Djedda bei Mekka. N. J. 1894. II. 103.
A. Sauer, Erläuterungen zu Sektion Elterlein und Kupferberg der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879. 1882.
Franz Schafarzik, Diabas von Doboj in Bosnien. F. K. 1879. IX. 439—442.
F. Schalch, Erläuterungen zu Sektion Glashütte-Dippoldiswalde der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1888.
R. Scharizer, Über Mineralien und Gesteine von Jan Mayen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1884. XXXIV. 707—728.
L. Schaub, Über den Quarznorit von Penmaenmawr in Wales und seine Schlierenbildung. N. J. 1905. I. 93.
W. Schauf, Untersuchungen über nassauische Diabase. Inaug.-Diss. Leipzig 1879.
— Über die Diabasschiefer (Hornblende-Sericitschiefer K. Koch's) von Birkenfeld bei Eppenhain und von Vockenhausen im rechtsrheinischen Taunus. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 914.
— Beobachtungen an der Steinheimer Anamesitdecke. Ber. Senckenb. naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1892.
C. J. van Schelle, Opmerkingen over de geologie van een gedeelte der afdeeling Gorontalo, Residentie Menado. Jaarb. van het Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1889. XVIII. 115.
Ad. Schenk, Die Diabase des oberen Ruhrtals und ihre Kontakterscheinungen mit dem Lenneschiefer. Inaug.-Diss. Bonn 1884.
Osc. Schilling, Die chemisch-mineralogische Constitution der Grünstein genannten Gesteine des Südharzes. Göttingen 1869.
P. Schirlitz, Isländische Gesteine. T. M. P. M. 1882. IV. 414.
C. Schmidt, Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizer Alpen. N. J. 1887. I. 58.
— Untersuchung einiger Gesteinssuiten, gesammelt in Celebes von P. u. F. Sarasin. Anhang zu: Materialien zu einer Naturgeschichte der Insel Celebes von P. und F. Sarasin. IV. Wiesbaden 1901.
E. Schmidt, Geognostische Beschreibung des mittleren und westlichen Teils der Kreishauptmannschaft Bautzen. Bautzen 1878.

H. Schopp und W. Schottler, Einige Beweise für die effusive Natur rheinhessischer Melaphyre. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt. 4. Folge. Heft 25. 1904.
W. Schottler, Die Eruptivgesteine der Blätter Gießen und Allendorf a. d. Lumda. Notizblatt des Ver. f. Erdkunde und der Großh. geol. Landesanstalt. Darmstadt. Wann?
— Über einige Basalte der Umgegend von Gießen. Ibidem 1899. (4.) XX. 21.
— Geologische Beobachtungen beim Bau der Bahnlinie Grebenhain-Gedern. Ibid. 4. Folge, Heft 25. 1904.
— Zur Gliederung der Basalte am Westrand des Vogelsberges. Berichte über die Verh. des Oberrh. geol. Vereins. No. 37. Stuttgart 1904. 28.
M. Schröder, Erläuterungen zu Sektion Falkenstein der geologischen Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1885.
L. Schulte, Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebung der Dauner Maare. Verhdl. naturf. Ges. Rheinl. u. Westf. 1891. XLVIII. 174 und 1893. L. 295.
W. Schultz, Beiträge zur Kenntnis der Basalte aus der Gegend von Homberg a. Efze. N. J. B. B. XVI. 241. 1903.
M. Schuster, Über Auswürflinge im Basalttuff von Reps in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1878. I. 318—330.
— Mikroskopische Beobachtungen an kalifornischen Gesteinen. N. J. B.-B. V. 1887. 451.
Matthäus Schuster, Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayrischen Rheinpfalz. München 1907.
A. Schwantke, Über ein Vorkommen von Ged. Eisen in einem Auswürfling aus dem basaltischen Tuff bei Ofleiden. N. J. Centralblatt 1901. 65.
— Über die Basalte der Gegend von Marburg, insbesondere das Vorkommen von Amoeneburg. Sitzungsber. d. Gesellsch. zur Beförderung der ges. Naturw. zu Marburg. 1901. 164.
— Die Basalte der Gegend von Homberg an der Ohm, insbesondere der Dolerit des Hohen Berges bei Ofleiden. N. J. B.-B. XVIII. 460.
— Über eine interessante Verwachsung von monoklinem und rhombischem Augit im Basalt. N. J. Centralblatt 1902. 15.
— Über die Tuffe der Basalte der Gegend von Marburg. Sitzungsber. d. Gesellsch. zur Beförderung d. ges. Naturw. zu Marburg. Juli 1903. 39.
— Über den protogenen Augit der Basalte. Ibidem No. 7. 106. 1904.
— Weitere Beobachtungen an dem protogenen basaltischen Augit und über den Bastit. Ibidem No. 6. 1905.
— Über Verwachsungen von monoklinem Augit mit Olivin. Ibidem No. 2. 14. 1905.
— Die Mandelausfüllung im zeolithführenden Anamesit von Ober-Widdersheim. N. J. Centralblatt 1905. 142.
— Die Basalte des westlichen Nordgrönlands und das Eisen von Uifak. S. B. A. 1906. L. 853.
E. H. L. Schwarz, Petrological examination of the volcanic rocks of Matatiele, Griqualand East. Annual Rep. for 1902 of the Geological Commission of Cape of Good Hope. Capetown 1903. 65.
R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.
J. J. Sederholm, Beskrifning till Kartbladet Tammela. Helsingfors 1890.
— Studien über archäische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland. Helsingfors 1891.
R. Senfter, Zur Kenntnis des Diabases. N. J. 1872. 673—699.
Aurelio Serra, Studio litologico-chimico delle rocce del Coloru (Sardegna Settentrionale). Atti R. Accad. Lincei XVI. 353. Roma 1907.
— Su alcuni basalti della Sardegna settentrionale. Ibidem XVII. 129. Roma 1908.
Seunes et Beaugey, Roches éruptives récentes des Pyrénées occidentales. C. R. 1889. CIX. 509.

E. von Seyfried, Geognostische Beschreibung des Kreuzberges in der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanstalt für 1906. Berlin 1897.

Th. Siegert, Erläuterungen zu Blatt Löbau-Herrnhut der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.

Al. Siegmund, Die Basalte der Steiermark. T. M. P. M. 1898. XVII. 526 und 1899, XVIII. 377.

— Ein neues Vorkommen von Basalttuff in der Oststeiermark. T. M. P. M. 1904. XXIII. 401.

Jos. Siemiradzki, Geologische Reisenotizen aus Ecuador. N. J. 1885. B.-B. IV, 191—227.

P. Siepert, Petrographische Untersuchungen an alten Ergußgesteinen. (Petr. Unters. argent. Gest., ausgeführt im min.-petr. Institut der Univ. Berlin. V.) N. J. 1894. B.-B. IX. 397.

A. Sjögren, Om diamantfälten i Syd-Afrika. G. F. i St. Förhdl. VI. No. 71. 1882. 10—27.

F. Slavik, Glimmerdiabas von Přišednice und Drahonuv Ujezd bei Zbirov. Bull. International de l'Acad. des Sc. de Bohême. 1900.

— Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine des mittelböhmischen Präcambriums. Ibidem 1902.

— Über die Alaun- und Pyritschiefer Westböhmens. Ibidem 1904.

— Studien über den Mieser Erzdistrikt und einige von seinen Mineralien. Ibidem. X. 1905.

F. Slavik und J. Fišer, Datolith unterhalb Listic bei Beraun. N. J. Centralblatt 1903. 229.

L. Smith, Remarques sur le fer natif d'Ovifak et la roche basaltique qui le contient. Ann. Chim. et Phys. 1879. (5.) XVI.

Geo. Otis Smith, The volcanic series of the Fox Islands, Maine. The Johns Hopkins University circulars 1895. No. 121.

— The geology of the Fox Islands, Maine. A contribution to the study of old volcanics. Skowhegan 1896.

— The rocks of Mount Rainier. 18th Annual Report. U. S. geol. Survey 1896/97. Part II. 416. Washington 1898.

Geo. Otis Smith and Fr. C. Calkins, A geological reconnaissance across the Cascade Range near the 49th Parallel. U. S. geol. Survey Bull. No. 235. Washington 1904.

Jul. Soellner, Geognostische Beschreibung der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanstalt für 1901. I. Berlin 1902.

— Über das Vorkommen und die Verbreitung von Ainigmatit in basaltischen Gesteinen. N. J. Centralblatt 1906. 206.

— Über Rhönit, ein neues ainigmatitähnliches Mineral und über das Vorkommen und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen. N. J. B.-B. XIV. 475. 1907.

W. J. Sollas, On the variolite and associated igneous rocks of Roundwood, Co. Wicklow. Scient. Proceed. Roy. Dublin Soc. 1893. VIII. part 1. 94.

M. M. Solórzano and B. Hobson, Plant remains in basalt. Geol. Mag. Dec. V, vol. IV. 217. 1907.

Ernst Sommerfeldt, Petrographisch-chemische Untersuchungen an den Basalten des südlichen Bakony. Aus: Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Bd. I. Teil 1. Budapest 1908.

H. Sommerlad, Vorläufiger Bericht über hornblendeführende Basalte. XX. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. 1881.

— Über hornblendeführende Basaltgesteine. N. J. B.-B. II. 1882. 139.

— Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. 1883. 263—284.

Spranck, Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. cf. Bücking, N. J. 1879. 371.

J. E. Spurr, Geology of the Yukon gold district, Alaska, with an introductory chapter on the history of the district to 1897 by H. B. Goodrich. U. S. geol. Survey. 18th Annual Report, Part III. 87. Washington 1898.
— A reconnaissance in southwestern Alaska in 1898. U. S. geol. Survey. 20th Annual Report. Part VII. 31. Washington 1900.
G. Stache und C. John, Die Gesteine der Zwölferspitzgruppe in Westtirol. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1877. XXVII. 143—242.
Mich. Stark, Die Gesteine Usticas und die Beziehungen derselben zu den Gesteinen der Liparischen Inseln. T. M. P. M. 1904. XXIII. 469.
— Gauverwandtschaft der Euganeengesteine. Ibidem 1906. XXV. 319.
— Grünschiefer mit Diabasreliktstruktur. Ibidem 1907. XXVI. 142.
E. Stecher, Kontakterscheinungen an schottichen Olivindiabasen. T. M. P. M. 1887. IX. 145.
K. J. V. Steenstrup, Über das Eisen von Grönland. Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 225 - 283.
— Om förekomsten af nikkeljern med Widmanstättenske figurer i basalter i Nord-Grönland. Meddelelser fra Grönland. IV. Kjöbenhavn. 1882. — Mineral. Mag. VI. No. 27. 1—14.
C. de Stefani, Le rocce eruttive dell' Eocene Superiore nell' Apennino. Boll. Soc. geol. Ital. VIII. No. 2. 1889.
Th. Stein, Geht Diabas in Schalstein über? Darmstadt 1887.
G. E. Stein, Die Melaphyre der kleinen Karpathen. T. M. P. M. 1880. III. 411—438.
A. Stelzner, Petrographische Bemerkungen über Gesteine des Altaï. Aus Cotta's Altaï etc. Leipzig 1871.
— Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. Kassel und Berlin 1885.
G. A. Stonier, On the occurrence of basalt glass (tachylyte) at Bulladelah. New South Wales geol. Survey. Records III. 4. 118. Sydney 1893.
Aug. Streng, Bemerkungen über die kristallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. N. J. 1872. 371.
— Über die kristallinischen Gesteine von Minnesota in Nord-Amerika. N. J. 1877. 41—56.
— Über den Hornblendediabas von Gräveneck bei Weilburg. XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. 1883. 232—251.
— Über einen apatitreichen Diabas von Gräveneck. Ibid. 521—528.
— Über den Dolerit von Londorf. N. J. 1888. II. 181.
Z. Sztancsek, Petrographische Studien über die Diabase von Kornia-Reva. Sitz.-Ber. d. med.-naturw. Sektion des Siebenbürgischen Museumvereins. 1896. XVIII. 2. Heft. Klausenburg.
Eug. Svedmark, Bidrag till Kännedomen om Vestgötabergens Trapp. Upsala 1875.
— Halle- och Hunnebergs Trapp, geognostiskt och mikroskopiskt undersökt. Sveriges geologiska undersökning. Stockholm 1878.
— Mikroskopisk undersökning af de vid Djupadal i Skåne förekommande Balsaltbergarterna. Sveriges geolog. Undersökn. Ser. C. No. 60. Stockholm 1883.
— Basalt (Dolerit) van Patoot och Harön vid Wajgattet, Nordgrönland. G. F. i St. Förhdl. 1884. VII. No. 88. 212—220.
— Proterobas i södra och mellersta Sverige. Ibidem 1885. VII. No. 96, 689—699.
— Orsa Finmarks geologi. Ibidem 1895. XVII. 260.
J. Szadeczky, Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. F. K. 1892. XXII. 323.
F. Tannhäuser, Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteinen aus der argentinischen Republik. N. J. B.-B. XXII. 555. 1906.
L. von Tausch, Über die kristallinischen Schiefer- und Massengesteine, sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn. Jahrb. k. k. geol. R. 1895. XLV. 265.

E. B. Tawney, Woodwardian laboratory notes. North Wales rocks. Geol. Mag. 1880. (2.) VII. No. 191 und 196. 207—215 und 452—458.

T. G. Taylor and D. Mawson, The geology of Mittagong. Journ. Roy. Soc. of New South Wales. XXXVII. 306. Sydney 1903.

J. J. Harris Teall, On some North-of-England dykes. Q. J. G. S. 1864. XL. No. 158. 209—248.

— On the Cheviot Andesites and Porphyrites. Geol. Mag. 1883. (2.) X. No. 225, 226 und 228.

— On the chimical and microscopical characters of the Whin Sill. Q. J. G. S. 1884. XL. 640—657.

— Petrological notes on some North-of-England dykes. Ibidem XL. No. 158. 1884. 209—247.

— The metamorphosis of dolerite into hornblende-schist. Ibidem XLI. No. 162. 1885. 133—145.

— On the amygdaloids of the Tynemouth Dykes. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. 481.

C. A. Tenne, Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1893. XLV. 451.

J. Terglav, Die petrographische Beschaffenheit der im Grazer Devon vorkommenden Tuffe. T. M. M. 1876. 207.

P. Termier, Les éruptions du Velay. Bull. Serv. de la Carte géol. de la France. Paris 1890. II. No. 13.

— Sur l'émination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la Région du Pelvoux. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XXVI. 165. 1898.

— Sur une tachylyte du fond de l'Atlantique nord. C. R. 27 mars 1899 und 15 mai 1899.

A. P. W. Thomas, Report on the eruption of Taravera and Rotomahana, N. Z. New Zealand 1888.

Ph. Thomas, Recherches sur quelques roches ophitiques du Sud de la Tunisie. Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XIX. 430.

Alex. L. du Toit, The geological survey of the divisions of Aliwal North, Herschel, Barkley East and part of Wodehouse. 9th Annual Report of the Geol. Commission 1904, Cape of Good Hope. Cape Town 1905. 73.

— Geological Survey of the Divisions of Vryburg and Mafeking. 10th Annual Report. Cape of Good Hope geol. Commission 1905. 207. Cape Town 1906.

— Geological Survey of Glen Grey and parts of Queenstown and Wodehouse, including the Indwa area. Ibidem pag. 79.

— Pipe-amygdoloids. Geol. Mag. 1907. IV. No. 511. 13.

J. Tolmatschow, Über den Variolit vom Fluß Jenissei. St. Petersburg 1897.

A. E. Törnebohm, Några grönstenar från Spetzbergen. G. F. i St. Förhdl. 1875. II. No. 27. 543.

— Några amorfa former af trapp. Ibidem 1875. II. No. 24. 393—401.

— Augitporfyr i trakten af Strömstad. Ibidem 1876. III. No. 37. 252.

— Über die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. N. J. 1877. 258—274.

— Om Sveriges vigtigare Diabas- och Gabbro-Arter. Kong. Svenska Vetensk. Akad. Förhandl. XIV. No. 13. Stockholm 1877.

— Über die eisenführenden Gesteine von Ovifak und Assuk in Grönland. Bihang till K. Svenska Vet. Akad. Handlingar. V. No. 10. Stockholm 1878.

— Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 84. 692—700.

— Under Vega-Expeditionen insamlade bergarter petrografisk beskrifning. Vega-Exped. vetensk. Jakttag. IV. Stockholm 1884.

— Charakteristik af bergartsprof insamlade af den Svenska expeditionen till Grönland år 1883. G. F. i Stockholm F. 1886. VIII. No. 103. 431.

— Några notiser från en geologisk resa i Telemarken. Ibidem 1889. XI. 46.

— Om Falu grufvas geologi. G. F. i. St. Förhdl. 1893. XV. 609.

P. J. Törnquist, Om diabasen på Ottfjället i Jemtland. G. F. i St. Förhdl. 1894. XVI. 175.
Fr. Toula, Zur Kenntnis der kristallinischen Gesteine des zentralen Balkan. N. J. 1890. I. 265.
— Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. N. J. 1890. I. 273.
S. Traverso, Contribuzioni allo studio delle rocce vulcaniche. Giorn. di min., crist. e petr. 1894. V. fasc. 3.
— Su alcune rocce di Fontanaccio e di Flumentorgiu in Sardegna. Atti Soc. ligustica Sc. nat. e geogr. VI. fasc. 3—4. Genova 1895.
Trenzen, Beiträge zur Kenntnis einiger niederhessischer Basalte. N. J. 1902. II. 1.
P. Trippke, Beiträge zur Kenntnis der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. Z. D. G. G. 1878. XXX. 145—211.
G. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.
— Felsarten aus dem Kaukasus. T. M. M. 1872. 111—112 und 1875. 131—136.
H. W. Turner, The geology of Mount Diablo, Cal. Bull. Geol. Soc. of America. II. 383. 1891.
— The lavas of Mount Ingalls, California. Amer. Journ. 1892. XLIV. 455.
— The rocks of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. II. 441. Washington 1894.
— Further contributions to the geology of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey; 17th Annual Report. Washington 1896.
W. H. Twelvetrees and W. F. Petterd, On some igneous rocks from the Heazlewood district. Proceed. Roy. Soc. Tasmania. 1897.
— On mesozoic dolerite and diabase in Tasmania. Ibidem 1899. 47.
— Nepheline and Melilite rock from Shannon Tier. Ibidem 60.
G. Untschi, Beiträge zur Kenntnis der Basalte Steiermarks. Mitteil. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1872. 47—60.
Ch. R. Van Hise and W. S. Bayley, The Marquette Iron-bearing District of Michigan, including a Chapter on the Republic Trough by H. L. Smith. U. S. geol. Survey Monographs XXVIII. 1897. Washington.
Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. Paris 1878.
— Les roches volcaniques de l'Ile de Pâques. Bull. soc. géol. Fr. 1879. (3.) VII. 415—425.
— Sur les roches basaltiques d'Essey-la-Côte. Ibidem 1885. (3.) XIII. 565.
— Sur le permien des Vosges. Ibidem 1885. (3.) XIII. 550.
— Sur l'existence de diabases andésitiques à structure ophitiques dans le Lias moyen de la province d'Oran. Ibidem 1885. (3.) XIII. 576.
— Note géologique sur la Sibérie orientale d'après les observations faites par M. Martin dans son voyage d'exploration du lac Baikal, du bassin du fleuve Amour et du lac Khanka. Bull. soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 132—166.
R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van Zuid-Sumatra. Jaarb. van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indië. 1881.
— Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883.
— De nieuwe Krater van den Lemongan. Jaarboek van het Mijnwezen in Nederl. Oost-Indië. 1899. XXVIII. 168.
— Description géologique de l'île d'Ambon. Ibidem. XXXIV. Batavia 1905.
A. Verri e E. Artini, Le formazioni con ofioliti nell' Umbria e nella Valdichiana. Rend. R. Istit. lomb. 1893. XXVI. fasc. XVI.
C. Viola, Mineralogische und petrographische Mitteilungen aus dem Hernikerlande in der Provinz Rom (Italien). N. J. 1899. I. 93.
— La diabase anfibolica della Nurra (Sardegna). Boll. R. Com. geol. d'Italia 1905. 106.
Herm. Vogelsang, Die Kristalliten; nach des Verfassers Tode herausgegeben von F. Zirkel. Bonn 1875. 106—131.

K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntnis der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.
K. Vrba, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. Februar 1874. LXIX.
— Die Grünsteine aus der 1000-Meter-Teufe des Adalbert-Schachtes bei Przibram. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen.
— Die Grünsteine des Przibramer Erzreviers. T. M. M. 1877. 224—242.
Tsunashiro Wada, Notes on Fujiyama. Transact. of the seismolog. Soc. of Japan. 1882. IV. 31—38.
M. E. Wadsworth, Notes on the mineralogy and petrography of Boston and vicinity. Proceed. of the Boston Soc. of nat. hist. XIX. May 1877. 217—237.
— Notes on the petrography of Quincy and Rockport. Ibidem XIX. 20 Febr. 1878. 309—316.
— Marblehead diabase. Harvard University Bull. 1882. No. 22. 359.
— Picotite found in the groundmass and felspar of basalt. Ibid. 1882. No. 22. 359.
— Preliminary description of the peridotytes, gabbros, diabases and andesytes of Minnesota. St. Paul 1887.
Walter Wahl, Über einen Magnesiumdiopsid führenden Diabas von Källsholm, Skärgård von Föglö. Harry Rosenbusch-Festschrift. 399. Stuttgart 1906.
— Die Enstatitaugite. Eine Untersuchung über monokline Pyroxene mit kleinem Winkel der optischen Achsen und niedrigem Kalkgehalt. T. M. P. M. 1907. XXVI. 1. Auch als Habilitationsschrift. Helsingfors 1906.
Fr. Waitz v. Eschen, Die Basalte östlich der Linie Wabern-Gensungen. Inaug.-Diss. Marburg 1906.
P. Waitz, Esquisse géologique et pétrographique des environs de Parral. Guide des excursions du X. Congrès géol. internat. 1907. XXI.
Ch. D. Walcott, Precambrian igneous rocks of the Unkar Terrane, Grand Cañon of the Colorado, Arizona, with notes on the petrographic character of the lavas by J. P. Iddings. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. II. 497. Washington 1894.
T. L. Walker, Geological and petrographical studies of the Sudbury Nickel District, Canada. Q. J. G. S. 1897. LIII. 40.
J. Clifton Ward, On the comparative rockstructure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123. 388—422.
H. S. Washington, The volcanoes of the Kula Basin in Lydia. New York 1894.
— On the basalts of Kula. Amer. Journ. 1894. XLVII. 114.
— The petrological province of Essex Co., Mass. Journal of geology. Chicago 1899. VII. 284.
— The titaniferous basalts of the Western Mediterranean. A preliminary notice. Q. J. G. S. 1907. LIII. 69.
Th. L. Watson, On a dyke of diabase in the Potsdam Sandstone in the Valley of Virginia. Amer. Journ. 1907. XXIII. 89.
W. W. Watts, On the igneous and associated rocks of the Breidden Hills in East Montgommery and West Shropshire. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 164. 532—546.
— Notes on some rocks from the Solomon Islands; with notes by G. T. Newton. Geol. Mag. 1896. (4.) III. 358.
E. Weber, Erläuterungen zu Sektion Radeberg, Kamenz, Königsbrück, Straßgräbchen und Hochkirch-Czorneboh der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1890 bis 1893.
M. Weber, Die petrographische Ausbeute der Expeditionen O. Neumann-v. Erlanger nach Ostafrika und Abessynien 1900—1901. Mitt. d. Geogr. Ges. in München. Bd. I. 637. München 1906.
Rich. Wedel, Über das Doleritgebiet des Breitfirst und ihre Nachbarschaft. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1890. Berlin 1892. 1.
W. H. Weed and L. V. Pirsson, Geology of the Castle Mountain Mining District, Montana. U. S. geol. Survey Bull. No. 139.

Mats Weibull, Basiska eruptiver inom V. Silfbergsfältet in Södre Dalarne. Lund. 1897.
E. Weise, Erläuterungen zu Sektion Plauen-Ölsnitz der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1887.
E. Weise und M. Schröder, Erläuterungen zu Sektion Ölsnitz-Bergen der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890.
P. N. Wenjukow, Über einige Basalte des nördlichen Asiens. Arbeiten der St. Petersburger Ges. d. Naturf. 1884. N. J. 1885. I. 431.
— Sphärolith-Tachylyt von Sichota-Alin im Ussurigebiet. Mém. Soc. belge de géol. 1887. 156.
— Les roches basaltiques de la Mongolie. St. Petersburg 1888.
K. Went, Über einige melanokrate Gesteine des Monzoni. S. W. A. CXII. 237. 1903.
L. van Werveke, Rutil in Diabaskontaktprodukten. Durch Diabas veränderte Schiefer im Gebiet der Saar und Mosel. N. J. 1884. II. 225.
Th. G. White, A contribution to the petrography of the Boston Basin. Proceed. Boston Soc. of Nat.-Hist. XXVIII. 117. 1897.
Arth. Wichmann, Basalt von der Insel Ponopé (Ascension), Karolinen-Gruppe. N. J. 1875. 658.
— Einige Mitteilungen über die Insel Futuna. Jour. Mus. Godeffroy. 1878. XIV. 217—221.
— Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.
— Zur Geologie von Nowaja Semlja. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 516.
— Gesteine von Timor. Sammlungen des geol. Reichsmuseum in Leiden. No. 9. Leiden 1884. — No. 14. Leiden 1887.
— Zur Geologie der Insel Saleijer. Natuurk. Tijdschrift. Dl. LIV. Afd. 3. Batavia 1895.
— Über einige Gesteine von der Humboldt-Bai (Neu-Guinea). N. J. Centralblatt 1901. 649.
H. Wiegel, Petrographische Untersuchung der Basalte des Schwälmerlandes bis an den Vogelsberg. N. J. B. B. XXIII. 349.
F. J. Wiik, Mineralogiska och petrografiska meddelanden. 1872. N. J. 1876. 203—210.
— Jakttagelse under en resa i östra Finland. Helsingfors 1879.
— Undersökning af några diabas-arter i trakten omkring Helsingfors. Finska Vet. Soc. Förhandl. 1883. XXV. 25.
Geo. H. Williams, Rutil nach Ilmenit in verändertem Diabas. N. J. 1887. II. 263.
— The greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan. Washington 1890.
— Note on the microscopical characters of rocks from the Sudbury Mining District, Canada. Geol. Survey of Canada. Annual Report 1890. vol. V. 91.
— Notes on some eruptive rocks from Alaska. The nation. geogr. Mag. 1892. IV. 63.
— The volcanic rocks of South Mountain in Pennsylvania and Maryland. Amer. Journ. 1892. XLIV. 482.
H. S. Williams and Herb. E. Gregory, Contributions to the geology of Maine. U. S. geol. Survey. Bull. No. 165. Washington 1900.
N. H. Winchell and H. V. Winchell, The iron ores of Minnesota. Minneapolis 1891.
Alex. N. Winchell, Etude minéralogique et pétrographique des roches gabbroiques de l'Etat de Minnesota, Etats-Unis, et plus spécialement des anorthosites. Paris 1900.
A. Winther und W. Will, Über den Basalt des Schiffenberges. XV. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Gießen 1876.
H. Wolf, Beitrag zur Petrographie des Herrerolandes. T. M. P. M. 1887. VIII. 193—222.
J. Eliot Wolff, The great dyke at Hough's Neck, Quincy, Mass. Bull. Museum of compar. Zool. at Harvard College. 1882. VII. 231—242.
Fr. M. Wolff, Untersuchungen an Melaphyren aus der Gegend von Klein-Schmalkalden. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. LI. Halle a. S. 1878.

Ferd. v. Wolff, Beiträge zur Geologie und Petrographie Chile's unter besonderer Berücksichtigung der beiden nördlichen Provinzen Atacama und Coquimbo. Z. D. G. G. 1899. LI.
R. A. de Yarza, Roca eruptiva de Motrico, Prov. de Guipuzcoa. Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1878. VII.
— Las rocas eruptivas de Vizcaja. Madrid 1879.
— Descripcion fisica y geologica de la Provincia de Vizcaja. Madrid 1892.
B. Rob. Young, An analcite diabase and other rocks from Gullane Hill. Transact. Edinburgh Geolog. Soc. VIII. 326. 1905.
Ferd. Zirkel, Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine. Bonn 1870.
— Geologische Skizzen von der Westküste Schottands. Z. D G. G. 1871. XXIII. 1 sqq.
— Glaserfüllte Sandsteine aus dem Kontakt mit Basalt. N. J. 1872. 7—12.
— Die Struktur der Variolite. Berichte d. k. sächs. Ges. d. Wiss. 21. Juli 1875.
— Cordieritbildung in verglasten Sandsteinen. N. J. 1891. I. 109.
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Die Ausdehnung des Begriffes Basalt hat seit Einführung des Mikroskopes in die Petrographie bedeutende Veränderungen erfahren. Es ist ein dauerndes Verdienst Zirkel's, daß er in einer diese Gesteinsgruppe behandelnden Arbeit dartat, daß in derselben feldspatführende und feldspatfreie, dafür aber nephelin- oder leucithaltige Gesteine vereinigt seien. Dementsprechend teilte er dieselben in Feldspatbasalte, Nephelinbasalte und Leucitbasalte. Die Untersuchungen, welche gleichzeitig von Bořicky im böhmischen Mittelgebirge, von mir am Kaiserstuhl ausgeführt wurden, ergaben die Selbständigkeit eines weiteren Typus der basaltischen Gesteine, welcher durch den absoluten Mangel eines feldspatartigen Mineralkomponenten charakterisiert wird, und den ich nach einem Fundort am Kaiserstuhl Limburgit nannte, während Bořicky, im Hinblick auf die oft bedeutende Menge einer glasigen Basis in diesem Typus den Namen Magmabasalt gewählt hatte. Repräsentanten desselben oder doch demselben sehr nahe verwandte Gesteine hatte übrigens bereits Zirkel bei seinen Basaltstudien kennen gelernt. Die zusammenfassende Darstellung der basaltischen Gesteine in der ersten Auflage dieses Buches nötigte zur Abscheidung eines weiteren, recht verbreiteten Gesteinstypus, der durch die Kombination von Plagioklas mit Nephelin oder Leucit gekennzeichnet, sich zum eigentlichen Basalt analog verhält, wie der Phonolith zum Trachyt. Derselbe wurde mit der Bezeichnung Tephrit und Basanit als selbstständige Gesteinsfamilie aufgestellt. Stelzner wies nach, daß in gewissen basaltischen Gesteinen, die gleichfalls feldspatfrei sind, statt des Nephelins oder Leucits der Melilith die Stelle des Feldspats einnimmt* und schuf damit die Familie der Melilithbasalte. Endlich hat Doelter eine letzte Gruppe, welche durch das Fehlen jedes feld-

* Diese Ausdrucksweise setzt voraus, daß der Melilith zu den sog. feldspatoiden Silikaten gehörte, was insofern nicht zutrifft, als bei ihm die, nirgends bei den Feldspathoiden beobachtete, Ersetzung der Tonerde durch Eisenoxyd verbreitet ist.

spatähnlichen Gemengteils und des Olivins sich abhebt, als Augitit benannt. Somit wäre die frühere Art Basalt zu einer Ordnung mit den Familien Feldspatbasalt oder Basalt schlechthin, Nephelinbasalt, Leucitbasalt, Melilithbasalt, Tephrit, Limburgit und Augitit geworden, deren jede bei fortschreitender Erweiterung unserer Kenntnisse in mehr oder weniger Arten gegliedert wird.

Dementsprechend war der Feldspatbasalt oder Basalt schlechthin in der ersten Auflage dieses Buches dahin definiert, daß er ohne Rücksicht auf das gröbere oder feinere Korn, wie ein solches in den früheren Bezeichnungen Dolerit, Anamesit und Basalt ihren Ausdruck fand, die tertiären und rezenten Äquivalente der alten Olivindiabase und Melaphyre, d. h. also körnige oder porphyrische jüngere Ergußgesteine umfassen sollte, welche sich mineralogisch als olivinführende Glieder der Plagioklas-Augitreihe charakterisierten. Von der gebräuchlichen Auffassung abweichend, war demnach der Olivin nicht als ein akzessorischer, sondern als ein wesentlicher Gemengteil der Basalte aufgefaßt. Die bis dahin bekannten olivinfreien Glieder der Basaltgruppe gehörten teils zu den Tephriten, teils zu den zweifellosen Augitandesiten. Die fortschreitende Erfahrung hat gelehrt, daß es in ziemlicher Verbreitung olivinfreie basaltische Gesteine gibt, die sowohl nach ihrem chemischen Bestande, wie nach ihrer Struktur zum Basalt gehören, und daß somit auch Äquivalente der eigentlichen Diabase und gewisser Augitporphyrite ihrem Mineralbestande nach unter den Basalten auftreten. Es wird daher die Definition des Basalts nunmehr dahin zu ändern sein, daß wir darunter neovulkanische Ergußgesteine der Gabbromagmen (selbstverständlich einschließlich ihrer gang- und stockförmigen Vorkommnisse) verstehen, welche, äquivalent den paläovulkanischen Diabasen und den Melaphyren, mineralogisch durch die olivinhaltige oder olivinfreie Kombination Plagioklas-Augit gekennzeichnet sind. Die Äquivalenz mit den Diabasen schließt die saureren Plagioklas-Augitgesteine der neovulkanischen Reihe aus, welche hier zu den Andesiten gestellt wurden. Immerhin behält die Abgrenzung der Basalte gegen die Augitandesite eine unleugbare Unsicherheit, genau so, wie eine scharfe Grenze zwischen den basischeren Dioriten und den Gabbrogesteinen, die zugleich eine natürliche wäre, nicht gezogen werden kann.

Zur Zeit, als die Basalte in diesem Sinne als selbständige Gesteinsfamilie abgegrenzt wurden, kannte man den Unterschied der Kalkalkaligesteinsreihe und der Alkaligesteinsreihe noch nicht. Der Gabbro war das einzige bekannte hypidiomorph-körnige Gestein, welches durch die wesentliche und vorherrschende Mineralkombination Plagioklas-Augit charakterisiert war. Erst als man den Essexit kennen gelernt hatte, der in der Reihe der Alkaligesteine eine analoge Stellung einnimmt, wie der Gabbro in den Kalk-Alkalitiefengesteinen, mußte man erwarten, daß in den basaltischen Ergußgesteinen zwei Typen zusammengefaßt werden, deren einer die effusiven Äquivalente der Gabbro darstellt und der allein den Namen Basalt tragen dürfte, während in dem zweiten

Typus die Effusivform der Essexite vorliegen würde. Sehr bald lernte man dann auch eine Anzahl Vorkommnisse kennen, die als Ergußformen essexitischer Magmen nach ihrem mineralischen und chemischen Bestande sicher erkennbar waren und von mir in der ersten Auflage meiner Elemente der Gesteinslehre, Stuttgart 1898, unter dem zuerst von Abich gebrauchten Namen Trachydolerite abgeschieden und beschrieben wurden. Nun lehrt uns die geologische Erforschung, daß ebenso in den bestcharakterisierten Gebieten der Alkalimagmen, wie in denen der Alkalikalkmagmen Ergußgesteine von durchaus basaltischem Charakter auftreten, die einen assoziiert mit Trachyten, Phonolithen, Trachyandesiten, Leucit- und Nephelingesteinen, die andern in Gesellschaft von Lipariten, quarzfreien Lipariten, Daciten und Andesiten. Leider ist es bisher nicht gelungen, diese beiden Gruppen auch ohne eine genaue chemische Analyse durch sichere und leicht anwendbare Kriterien zu unterscheiden. Das, wenn auch noch so spärliche, Vorkommen von Leucit, Nephelin oder Sodalithmineralien, von Ägirin, Ägirinaugit oder von gewissen Alkaliamphibolen und das reichlichere Auftreten von Orthoklas neben den Kalknatronfeldspaten in einem basaltischen Gestein ermächtigen nach meiner Überzeugung zur Einreihung desselben bei den Trachydoleriten. Aber so unbedingt ich von der Gesetzmäßigkeit der Gesteinsassoziation überzeugt bin, würde ich mich doch nicht für berechtigt halten, lediglich daraufhin einem Basalte seine systematische Stellung anzuweisen, solange nicht aus dem Gestein selbst Gründe für die Zuweisung zu den eigentlichen Basalten oder zu den Trachydoleriten abgeleitet werden können. Es ist zurzeit wohl die wichtigste Aufgabe für die Erforscher der Eruptivgesteine und insbesondere der Basalte, die Merkmale für eine sichere Unterscheidung der Basalte und Trachydolerite aufzusuchen und festzustellen.

Es sei mir erlaubt, nach dieser Richtung darauf aufmerksam zu machen, daß nach meinen Erfahrungen das von J. Soellner mit unermüdlichem Eifer und gründlichster Sorgfalt studierte und Rhönit genannte Mineral eine ungeheure Verbreitung in den Basalten alkalischer Gesteinsprovinzen besitzt, kaum je in anderen vorkommt und meine Untersuchungen hierüber reichen wenigstens 10 Jahre zurück. — Dagegen glaube ich, dem Vorkommen des so oft erwähnten Analcims in dem eigentlichen Gesteinsgewebe trotz der bei den Tescheniten gemachten Erfahrungen keine so bedeutsame Rolle zuweisen zu sollen, da ich ihn an zahlreichen Fundorten (so auch in gewissen sog. Analcimbasalten von Neusüdwales) aus einer farblosen Glasbasis hervorgehen sah.

Auch die chemische Analyse gibt nicht etwa durch die absolute Höhe des Gehaltes an Alkalien und durch ihr Verhältnis zum Kalkgehalt Aufschluß. Um das sofort einzusehen, braucht man sich nur zu erinnern, daß ebenso wie die Gabbrogesteine auch die Essexite ihre Peridotite und Pyroxenite haben. Man vergleiche auch in Osann's Beiträgen zur chemischen Petrographie II. Teil die Analysen 2037—2039 des Londorfer Dolerits und 2083 einer ätnäischen Lava mit den Analysen

2101 – 2103 von den Capverden, 2104—2107 von den Azoren, also von unbezweifelt alkalischen Provinzen. Man wird sich bei der Verfolgung dieser Frage allerdings in erster Linie durchaus frei von vorgefaßten Meinungen machen müssen. Die äolischen Inseln gelten allgemein für eine Provinz der Kalk-Alkalimagmen; die Analyse einer Stromboli-Lava (Nr. 2077) läßt mit großer Sicherheit einen trachydoleritischen Charakter erkennen und hier wird diese Deutung durch den beträchtlichen Gehalt an Sanidin und durch den Nachweis des Leucits bestätigt.

Bei der Benützung dieses Buches wolle man sich also freundlichst daran erinnern, daß mit großer Wahrscheinlichkeit unter den Basalten eine gewisse Anzahl von Trachydoleriten sich finden werden, während unter den zu den Trachydoleriten gestellten Gesteinen kein Basalt angetroffen werden dürfte. — In wenigen Ländern gibt es eine solche Fülle genau untersuchter Basaltvorkommnisse, wie in Deutschland; es wäre eine dankbare Aufgabe, wenn man diese nach ihrer systematischen Stellung gegliedert auf einer Karte in geeignetem Maßstabe unter Hinzufügung der wichtigeren tektonischen Linien eintragen würde.

Bezeichnet man die den Basalten entsprechenden oberpaläozoischen und mesozoischen Ergußgesteine als Melaphyre, wie das heute wohl allgemein geschieht, so ergibt sich auch hier die Frage nach der Möglichkeit einer Gliederung in die den Kalk-Alkalimagmen und den Alkalimagmen zugehörigen Typen. Wie weit das bisher gelungen ist, wird im folgenden zu finden sein, und ebenso wiederholt sich dieselbe Frage bei den Diabasen.

Daß Melaphyre und Basalte stofflich und strukturell durchaus identische Gesteine seien, wird heute keines besonderen Beweises mehr bedürfen. Sie sind durch nichts unterschieden, als durch das geologische Alter und den dadurch bedingten Erhaltungszustand. In frischen Vorkommnissen sind sie ebensowenig zu unterscheiden, wie Andesite und Porphyrite, Liparite und Quarzporphyre. Die Zeit kann nicht mehr fern sein, wo man gelernt haben wird, sich des störenden und verwirrenden Ballastes synonymer Bezeichnungen für identische Dinge zu entledigen.

Etwas anders liegt es zwischen Basalt und den altpaläozoischen Diabasen, besonders in Deutschland. Hier ist man seit alter Zeit daran gewöhnt, die evident effusiven dichten und die vielfach intrusiven körnigen Diabase zu unterscheiden, und die Einwirkung der gebirgsbildenden Vorgänge auf die ausschließlich dem gefalteten Gebirge angehörigen Diabase hat ihnen vielfach ein andres Gepräge gegeben und ihren Mineralbestand gründlich verändert. Wo wir dagegen den Diabasen im ungestörten Gebirge begegnen, wie z. B. in Schweden, da ist ein cambrischer Öje- oder Aasby-Diabas oder ein silurischer Hunnediabas ebensowenig, wie ein Melaphyr, nach stofflichem Bestand und Struktur von einem Basalt zu unterscheiden. Auch in Deutschland ist bei den typisch effusiven, von Tuffen und Bomben begleiteten, oft mandelsteinartigen Diabasen die Identität mit Melaphyren und Basalten unverkennbar, während es keineswegs bestritten werden soll, daß be-

sonders die so oft holokristalline und hypidiomorph-körnige Struktur der Intrusivlager und Gänge der sog. körnigen Diabase ihnen einen eigenartigen Charakter gibt. Waren doch auch noch in der 1. Auflage dieses Buches die Diabase bei den körnigen und nicht bei den porphyrischen Gesteinen aufgeführt. Je nachdem man nun dieser körnigen Struktur oder der Verbindung mit Tuffen und den porphyrischen Strukturformen, die keineswegs fehlen, das Hauptgewicht beilegt, wird mancher Geologe auch wohl heute noch den Diabasen eine verschiedene Stellung im System anzuweisen, oder aber sie in zwei Gruppen zu zerreißen geneigt sein. Letzteres dürfte mit Hinblick auf die innerhalb eines und desselben Diabaskörpers vielfach und von den verschiedensten Autoren nachgewiesene Verknüpfung von typisch körnigen und typisch porphyrischen, ja vitroporphyrischen Strukturformen nicht ratsam erscheinen. — Sobald man aber von einer Trennung absieht, dann wird man ihnen mit Rücksicht auf ihr Gesamtverhalten den Platz bei den Ergußgesteinen anweisen und zur Erklärung der auffallenden und unverkennbaren Mischung heterogener Strukturtypen sich an die gleiche Erscheinung bei ihren tertiären und rezenten, sowie mesozoischen und oberpaläozoischen Äquivalenten, den Basalten und Melaphyren, erinnern. Die Berechtigung zu dieser Parallele wird erwiesen durch den Umstand, daß bei allen drei Gesteinsfamilien die Übergänge aus der porphyrischen in die körnige Struktur durch das Zwischenglied der intersertalen Strukturform vermittelt werden. Daß diese Übergänge und Zwischenformen, welche in den gewaltigen silurischen Trappdecken Schwedens und in der mesozoischen des Connecticutgebiets gang und gäbe sind, bei den deutschen Diabasen seltener zur Erscheinung gelangen, ist in dem Erhaltungszustande der Gesteine begründet. Bei den körnigen Diabasen Deutschlands ist die Mesostasis meistens bis zur Unkenntlichkeit verändert.

Der Unterschied zwischen den Basalten, Melaphyren und Diabasen ist kein stofflicher. Es sind alle drei Familien die Effusivformen der gabbroiden Magmen. Die Unterschiede im Habitus oder Typus sind ausschließlich bedingt durch das geologische Alter und die dadurch gegebenen Umwandlungsvorgänge. Wo diese Umwandlungsvorgänge nicht eintraten, oder wo die durch sie veränderten oberflächlichen Massen nicht mehr vorliegen, ist ein frischer Diabas von einem frischen tholeiitischen oder palatinitischen Melaphyr ebensowenig zu unterscheiden, wie dieser von einem Basalt des Meißner Typus.

Mineralbestand der Basalte, Melaphyre und Diabase.

In allen Typen dieser Gesteine sind Kalknatronfeldspat und ein monokliner Pyroxen die wesentlichsten Gemengteile, weil sie nie fehlen. Zur stofflichen Charakteristik der verschiedenen Typen benützen wir hauptsächlich den Olivin, dann die rhombischen Pyroxene und die Hornblende, sowie den Quarz. — Als Nebengemengteile haben der Apatit, der Magnetit, Titanmagnetit und Ilmenit

weiteste Verbreitung. Zirkon ist äußerst selten, Orthoklas wohl nur in geringer Menge und durchaus nicht allgemein, sondern nur sehr vereinzelt vorhanden. — Von Übergemengteilen sind Pyrit und Spinellide, diese meistens als Interpositionen in Olivin und Pyroxen, häufig. — Der in älteren Definitionen der Diabase als Gemengteil genannte Chlorit ist heute allgemein als sekundär anerkannt.

Die Kalknatronfeldspate, im frischen Basalt und Melaphyr durchweg vom Mikrotinhabitus, in unfrischen Gesteinen und zumal in den Diabasen derbe, sind bald in zwei Generationen, bald nur in einer Generation ausgebildet. Wo eine ältere, intratellurische Generation neben einer jüngeren Generation der Effusionsperiode sicher erkennbar ist, und das Mischungsverhältnis der ersteren bestimmt wurde, erwiesen sich die Einsprenglinge meistens recht basisch, zum schwach natronhaltigen Anorthit, zum Bytownit oder zum Labradorit gehörig. Wo nur eine Generation von Feldspat vorliegt, wurde diese mehrfach chemisch und optisch als dem Labradorit angehörig erkannt. Aus den Bauschanalysen läßt sich indessen erschließen, daß in gewissen Gesteinen dieser Art auch Andesin, vielleicht auch Oligoklas auftreten kann. Eine jüngere Generation von Feldspaten ließ nach den herrschenden Auslöschungsschiefen gegen die Längsrichtung (Achse ă) die Labradoritnatur derselben am häufigsten als die wahrscheinliche bestimmen; doch scheinen nicht allzuselten auch saurere Mischungen vorzukommen. Interessant ist die Beobachtung Streng's, daß im Hauptgestein des Dolerits von Londorf der Feldspat Andesin (Ab_2An_1) ist, in der glasigen Schlackenkruste desselben Labradorit (Ab_4An_5). Nach F. Rinne gehören die Feldspate der Diabase in der Gegend von Goslar zum Oligoklas und ebenso nach Heineck im grobkörnigen Quarzdiabas von Harterod.

Die Feldspateinsprenglinge basischen Charakters sind zumeist tafelförmig nach M, oder angenähert isometrisch nach den drei Achsen, seltener prismatisch nach der brachydiagonalen ausgebildet. Die Umrisse gestatten nur eine unsichere Bestimmung der Kristallform, doch konnten neben P und M die Flächen T und l, x und y als häufig vorkommend erkannt werden. Alle andern Flächen treten jedenfalls nur sehr untergeordnet kombinatorisch auf. — Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist allverbreitet, die einzelnen Lamellen gern recht breit und dann nicht gerade zahlreich. Neben der herrschenden Ausbildung als Juxtapositionszwillinge findet sich auch die Durchkreuzung, die sog. Roc tourné-Zwillinge G. Rose's, wie das auch Rinne und Heineck beobachteten. Gleichzeitige Entwicklung des Periklingesetzes ist nicht selten, die Verzwillingung von Albitviellingen nach dem Karlsbader Gesetz häufig. Der gegenseitige Verlauf der verschiedenen Zwillingslamellendurchschnitte und die Häufigkeit knäuelartiger Durchdringung weist auf das Vorkommen weiterer Gesetze in wechselnder Ausbildung hin, unter denen das Bavenoer Gesetz öfters erwähnt wird. Sternförmige Anordnung deutet nach der Sechszahl und den Winkeln auf Zwillinge nach dem Prisma, wie das auch Belowsky, Herz,

Elich, Klautzsch, Rinne, Heineck u. a. beobachteten. — Bei den dünnen Tafeln und schmalen Leisten ist die Zahl der Zwillingslamellen oft nur klein, einfache Hälblinge sind nicht selten. In den Querdimensionen der einzelnen Lamellen, dem Auskeilen derselben innerhalb des Kristalls und ihrer Menge an verschiedenen Stellen eines und desselben Kristalls herrscht große Mannigfaltigkeit. Auch das Fehlen der Zwillingslamellierung ist gerade bei den recht basischen Kalknatronfeldspaten der Basalte nicht selten und hat vielleicht zu manchen Angaben über das Vorkommen von Sanidin geführt. Die Behandlung des Präparates mit Salzsäure klärt meistens auf. —

Eine zonare Struktur ist bei den Einsprenglingen nicht selten, aber im ganzen doch nicht so ausgeprägt, wie bei den Andesiten. Sie wird oft durch Interpositionen (Glas) in konzentrischer Anordnung akzentuiert. Bei wesentlich peripherischer Anordnung der Einschlüsse folgen dieselben bisweilen nicht den Kristallumrissen, sondern den Korrosionsflächen, wie das auch bei den Andesiten hervorgehoben wurde. An Einsprenglingen in den olivinarmen Diabasen von Bornholm, aber auch an den Feldspatleisten in der Grundmasse dieser Gesteine, sowie an den Plagioklasleisten der intrusiven Lager-Olivindiabase der Karoo-Formation in Südafrika wies E. Cohen durch Behandlung mit warmer und kalter Salzsäure einen anorthitreicheren Kern und eine anorthitärmere Hülle nach. Bei den letztgenannten Vorkommnissen wurden die Kerne der Plagioklasleisten schon von kalter Salzsäure gelöst, während ein schmaler äußerer Saum nicht angegriffen wurde.

Die Spaltbarkeit nach P und M gibt sich in hinreichend dünnen Schliffen und bei unveränderter Frische der Feldspate durch wohlerkennbare Risse deutlich kund. Auch die prismatische Spaltbarkeit drückt sich oft noch durch Risse aus und erleichtert dann in hohem Grade die Bestimmung der Feldspate. Verwitterungsvorgänge verringern die Vollkommenheit der Spaltung sehr rasch und machen sie bald unkenntlich. Da jedoch die chemischen Veränderungen meistens auf den Blätterdurchgängen vorschreiten, so wird dann oft noch die Lage der Spaltflächen durch die reihenförmige Anordnung der winzigen Neubildungen angezeigt. — Eine unregelmäßige Quergliederung der langen Plagioklasleisten annähernd senkrecht zu P und M ist öfter zu beobachten; sie ist wohl rein mechanischen Ursprungs und ohne Beziehung zum Molekularbau. Auch sie spielt bei gewissen Umwandlungsvorgängen eine bedeutsame Rolle. — Der Einschlußreichtum dieser Feldspate ist ein sehr wechselnder, aber im ganzen nicht so groß, wie bei den Andesiten, wenn schon auch hier gelegentlich eine vollkommene Durchäderung mit Glas vorkommt. Regellos begrenzte, oder polygonale, die Form des Wirts nachahmende, sehr häufig schlackig entglaste Glaseinschlüsse sind am verbreitetsten, solche von Flüssigkeiten (darunter, nach Zirkel, am Berge Smolnik zwischen Kremnitz und Heiligkreuz in Ungarn auch liquide Kohlensäure) selten, Gase verbreitet. Die Anhäufung der Glas- und Schlackeneinschlüsse im Zentrum der Einsprenglinge ist, zumal bei

vitrophyrischer Ausbildung der Gesteine, bisweilen eine so große, daß die reine Feldspatsubstanz nur einen schmalen Rahmen um sie bildet. Bei zonarer Anordnung der Interpositionen ist dann ein helles Feldspatzentrum und ein ebensolcher peripherischer Rahmen durch einen polygonalen Einschlußstreifen getrennt. Die älteren Gemengteile (Olivin, Eisenerze, Spinellide, sehr selten Augit) kommen immer nur einzeln eingeschlossen vor. — Zerbrechungen durch die Gesteinsbewegung und chemische Korrosionen sind gewöhnliche Erscheinungen. Ob die gelegentlich wahrzunehmende undulöse Auslöschung auf sehr versteckte Zwillingsbildung, auf isomorphe Schichtung, oder auf Gebirgsdruck zurückzuführen sei, ist nicht immer mit einiger Sicherheit zu sagen.

Die jüngere, zweifellos der Effusionsperiode angehörige Feldspatgeneration zeichnet sich durch ihre Leistenform aus. Die Längsrichtung der gewöhnlich nicht zahlreichen schmalen Zwillingslamellen geht der Leistenrichtung parallel. Die sehr geringen Dimensionen machen die Entwicklung von Spaltungsrissen meistens unmöglich. Zonare Struktur zeigt sich nur bei den breiteren Leisten öfter, mechanische und chemische Deformationen, sowie Interpositionen fehlen meistens absolut. Eine fluidale Anordnung dieser Leistchen ist sehr verbreitet und fehlt nur bei gewissen diabasischen Strukturformen der Grundmasse regelmäßig. In andern Fällen drängen sich diese Feldspatleistchen oft zu rundlichen Nestern zusammen; bisweilen gabeln sie sich terminal oder fasern sich pinselförmig in sehr feine divergierende Büschel aus oder die Leistchen sind trichitenförmig gebogen und ordnen sich dann wohl auch zu sphärolithischen Aggregaten. Ein büschelförmiges Weiterwachsen der Plagioklaseinsprenglinge während der Effusionsperiode gibt Klautzsch von einem Diabasporphyrit der Cordillere von Llangagua in Ecuador an. — Nur in wenigen Gesteinen tritt eine kurzrektanguläre bis quadratische Form der Grundmasse-Feldspate in den Vordergrund: auch dann ist Zwillingsstreifung die Regel, ihr Fehlen die Ausnahme. Wenn Sanidin als Gemengteil der Basalte verbreitet ist, so hätte man ihn mit größter Wahrscheinlichkeit unter den Grundmasse-Feldspaten zu suchen. — In sehr glasreichen Basalten kommt der Grundmasse-Plagioklas auch in dünnen Tafeln nach M und in Zwillingen dieser nach dem Karlsbader Gesetz vor. — Vélain macht über basaltische Laven von Aden die auffallende Angabe, daß neben Einsprenglingen von Labradorit der mikrolithische Grundmasse-Feldspat Anorthit sei. Dieselben Basalte enthalten überdies etwas Hornblende und Tridymit. Sollte sich dieses von dem normalen abweichende Verhältnis bestätigen, so könnte man versucht sein, an Beimischung andesitischen Materials zu denken und hätte ein Analogon zum Auftreten des Quarzes in den Quarzbasalten. — Nach demselben Autor lassen die basaltischen Eruptivmassen der Insel St. Paul im Indischen Ozean, und ähnlich diejenigen der Insel Amsterdam einen merkwürdigen Wechsel in der Natur ihrer Feldspate erkennen. Nach dem Ausbruch der liparitischen Gesteine, welche die Basis der erstgenannten Insel bilden, fanden

Eruptionen eines in Gängen auftretenden olivinfreien Labradoritbasaltes statt. Dann erst trat Kraterbildung ein, und es ergossen sich Ströme von olivinfreien Anorthitbasalten, deren Anorthit analytisch sicher gestellt ist. Hierauf folgen Ergüsse eines olivinarmen Anorthit-Labradoritbasaltes, dann solche von olivinreichen Labradoritbasalten. Die jüngsten Laven enthalten wieder Labradorit und Anorthit.

In solchen basaltischen und melaphyrischen Gesteinen, die eine Unterscheidung zweier Feldspatgenerationen nicht gestatten, oder wo tatsächlich nur eine Feldspatgeneration vorhanden ist, haben die Feldspate je nach der Gesteinsstruktur die bei Diabasen übliche Form breiterer Leisten, oder sie bilden mehr isometrische hypidiomorphe Individuen. In beiden Fällen ist auch eine, auf nach außen abnehmende Basizität hinweisende, Zonarstruktur oft ebenso zu beobachten, wie bei den Einsprenglingen, doch fehlen gewöhnlich die reichlicheren Einschlüsse jener, sowie die Korrosionsphänomene. Dagegen kommen hier öfters undulöse Auslöschungen vor, welche auf mechanische Druckphänomene hinweisen, ja, es wurden hie und da Verbiegungen der Zwillingslamellen und Spuren von Knickungen und damit verbundener, wohl erst mechanisch entstandener neuer, Zwillingslamellen beobachtet. Nirgends aber steigerten sich die Phänomene etwa bis zu randlicher Kataklase. Diese mechanischen Deformationen, gerade in solchen Gesteinen, dürften vielleicht mit ihrer vorwiegend intrusiven Natur und dem Auftreten in störungsreichen Gebieten zusammenhängen (Irland, Färoer). Linck's Beobachtungen an dem Basalt von Reichshofen im Elsaß gestatten vielleicht eine analoge Deutung.

Zersetzungserscheinungen sind im ganzen selten am Kalknatronfeldspat der Basalte zu beobachten und schreiten oft vom Zentrum nach außen hin fort. Umbildungen in Kaolin oder farblosen Glimmer und Calcit dürften die Regel bilden. — Diejenige in Beauxit (Hydrargillit) wies Liebrich (Beitrag zur Kenntnis des Beauxits im Vogelsberg. Gießen 1891) als verbreitet in Basalten des Vogelsberges nach; Bücking gibt dieselbe aus Basalten der Wetterau an. Propylitähnliche Umwandlungen unter Ausscheidung von Epidot und Quarz und Durchtränkung mit Chlorit zeigen die Feldspate diabasähnlicher Basalte Islands, wie schon Schirlitz beobachtete. — Durch die Infiltration von Chlorit färben sich dann die Feldspate grün, durch solche von Eisenoxyd rot, durch solche von erdigem und fein verteiltem Limonit gelb bis braun. Damit darf jedoch nicht die bei gewissen Diabasen (z. B. Ophiten) vorkommende primäre Braunfärbung verwechselt werden, welche genau der braunen Farbe der hyperitischen Gabbrogesteine entspricht und dieselben Ursachen hat. — Die Entwicklung von Chalcedonnestern mit Glaskopfstruktur im Plagioklas erwähnt Kolenko von der Banks-Halbinsel, Neu-Seeland.

Daß diese Umwandlungsvorgänge der normalen atmosphärischen Verwitterung zuzurechnen seien, wird wohl eines Beweises nicht bedürfen. In diese Kategorie wird man auch die, fast konstant unter

Ausscheidung von Kalkkarbonat in sehr feiner Verteilung sich vollziehende Trübung der Diabasfeldspate rechnen dürfen; die Trübung rührt, wie man an sehr dünnen Präparaten und bei ausreichender Vergrößerung erkennen kann, von der Anwesenheit kleinster Schüppchen und Blättchen oder erdig lockerer Substanzen im Feldspat her, die man mehr vermutungsweise, als mit voller Sicherheit dem Kaolin oder Muscovit zuschreibt. Diese Deutung wird indessen vielfach durch die chemische Prüfung als richtig erwiesen. Beschreibt doch H. B. Patton die Umwandlung ganzer Diabasgänge in 79% Kaolin, 20% Quarz mit unbedeutenden Resten (1%) von Magnetit aus Michigan. Die gleichzeitige Ausbildung von Calcit ist geradezu unterscheidend bei der Feldspatumwandlung der Diabase gegenüber derjenigen der sonst so nahe verwandten Gabbros. Diese Differenz ist wohl weniger aus ursprünglicher Verschiedenheit der Feldspate, als vielmehr aus den sehr verschiedenen geologischen Existenz- und Entwicklungsbedingungen der beiden Gesteinsreihen zu erklären. — Ebenso scheint die Epidotbildung in den Feldspaten der Diabase, welche bald neben der Ausscheidung von Karbonaten, bald ohne diese sich findet, ein Vorgang einfacher atmosphärischer Verwitterung sein zu können. Es läßt sich das daraus schließen, daß dieser Prozeß sich sehr verbreitet auch in solchen Gesteinen findet, welche keine Spuren mechanischer oder thermischer Vorgänge sonst erkennen lassen. Die grüne bis gelbliche Farbe, welche bei diesen körnigen oder kurzstengligen Epidotausbildungen herrscht, weist auf Zufuhr von Eisen aus den nicht feldspatigen Gemengteilen hin. Der Epidot tritt anfangs nesterweise in den Plagioklasen auf; diese Nester vergrößern sich durch exzentrisches Wachstum und häufen sich endlich bis zur vollständigen Verdrängung der Feldspatsubstanz. Ausscheidung von Quarz begleitet gelegentlich diese Verwitterungsvorgänge, welche bald im Zentrum der Durchschnitte, bald an ihrer Peripherie beginnen und oft sehr unregelmäßig, z. B. nur in einzelnen Zwillingslamellen vorschreiten, während sie andere durchaus verschonen. — Mit dieser Verwitterung der Feldspate geht auch hier eine Grünfärbung derselben durch das Einwandern schwach lichtbrechender, von dem Pyroxen und Olivin der Gesteine herstammender Chlorit- und Serpentinsubstanz auf den Blätterdurchgängen sehr oft Hand in Hand. In andern Fällen ersetzen solche feinschuppige grünliche Massen den Feldspat mehr oder weniger vollständig und es scheint eine Pseudomorphose von pseudophitischen oder pyknotropähnlichen Substanzen vorzuliegen, welche aus der Wechselwirkung der aus den Pyroxenen und Feldspaten stammenden Lösungen hervorgeht. Sicher nachgewiesen sind derartige Pseudomorphosen bisher bekanntlich nur an Feldspaten der körnigen Kalke in kristallinen Schiefern. Bei diesem Vorgange zerklüften gewöhnlich die Plagioklasleisten nach regellosen Querrissen und zerfallen dadurch in polygonale Felder, welche von den feinfasrigen oder schuppigen Neubildungen eingerahmt werden. Innerhalb der Felder schreitet dann ganz nach Art der Serpentinisierung des Olivins durch

stete Neubildung von Längs- und Querklüften der Prozeß weiter und weiter. Zumal bei der Abteilung der Leukophyre kommt diese, schon von E. Cohen an einem südafrikanischen Diorit beobachtete Umwandlung vor. In der Mitte der Felder entstehen auch nicht selten farblose divergentstrahlige Aggregate, welche wohl zu den Zeolithen gerechnet werden, bezw. dem Prehnit zugewiesen werden dürften. So beschreibt Brauns von Friedensdorf unfern Marburg die zentrale Umbildung des Labradorits in ein Gemenge von Kaolin und Prehnit, letzterer in kleinen Schüppchen oder divergentstrahligen Massen, bei peripherischer Bildung von Albit. Dieser kann auch den Labradorit ganz ersetzen und wandert, ebenso wie der Prehnit, in die übrigen Gemengteile aus. Der Albit ist zumeist als Zweihälfter ausgebildet und zeigt seine Zwillingslamellierung nur dort, wo er gegen andere Gemengteile wuchs. Aus dem Albit entstehen durch andere Umwandlungsvorgänge Analcim und Natrolith. Auch Heinecke beobachtete Prehnitbildung im Diabasfeldspat von Hartenrod. — Im allgemeinen wird jedoch zu betonen sein, daß die Zeolithisierung und Überführung der Plagioklase in Prehnit mikroskopisch weit seltener beobachtet worden ist, als man nach der Häufigkeit dieses Vorganges in der Natur erwarten sollte. Es erklärt sich das vielleicht daraus, daß die Methoden zur sicheren Unterscheidung dieses Vorganges von andern verwandten noch nicht gefunden wurden. In den grobkörnigen nassauischen Devondiabasen, zumal der Gegend von Herborn, läßt sich Zeolithbildung recht deutlich wahrnehmen und erkennen. Die Umwandlung der Plagioklase in Analcim gibt auch Reiser aus dem Allgovit an und Doermer beschreibt in Übereinstimmung mit den Beobachtungen von Brauns den Albit neben dem Analcim in Diabasen der Gegend von Dillenburg. — Pelikan beweist die Neubildung von Oligoklasleisten in einem Schalstein der Gegend von Töpen im Fichtelgebirge dadurch, daß Aktinolithnadeln, die aus dem Chlorit sich entwickelten, die Oligoklasleisten durchdringen. Weniger beweisend ist das Vorkommen von Titanitkörnchen im Oligoklas; sie könnten von ursprünglichen Ilmenit-Interpositionen herrühren. Derselbe Forscher fand die Feldspatleistchen der Spilite des Fichtelgebirges umgewandelt in ein Gemenge von Albit und Calcit. Duparc und Pearce beschreiben eine unregelmäßige, auch wohl perthitartige Verwachsung und Durchdringung von basischem Labradorit und Oligoklas-Albit aus Basalten des Kap Marsa, Algier. Der Labradorit wird für ursprünglich gehalten und bildet ein Skelett, dessen Zwischenräume von dem neugebildeten saureren Feldspat ausgefüllt wurden. — Die Umwandlung der Plagioklase in Halloysit wies Hovey am Gangdiabas der Gegend von Rio de Janeiro nach.

Andere Umwandlungsvorgänge, wie die bei den Gabbrogesteinen beschriebene Saussüritisierung in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit, die Neubildung von Tremolit, Sericit, Albit usw., die Umwandlung zu einem Gemenge von Skapolith und Quarz, welche Kemp und Marsten von Palmer Hill, Arsable Forks, Lake Champlain beschreiben, sind offenbar

an metamorphe Prozesse gebunden und werden gelegentlich der Besprechung dieser Erwähnung finden.

Die Feststellung des Sanidins und Orthoklases in Basalten, Melaphyren und Diabasen, die in Wirklichkeit Effusivformen der Gabbromagmen darstellen, darf wohl zunächst nicht als zweifellos gelten. Wenn man die hierüber vorliegenden Angaben von Zirkel (40. Parallel), J. Roth (Aden), Bořicky (Böhmen), Knapp (Basalt des Frauenbergs, des nordöstlichen Ausläufers des Breitfirst in der Rhön), Negri (Euganäen), Fromme (Gegend von Kassel), Jannetaz (Basaltblöcke in den Agglomeraten des Puy Montadoux), Fouqué (Basalte andésitique von Morangie, Puy de Dôme), Iddings (Yellowstone National Park) und spärliche andere überblickt, so erkennt man teils aus der Gesteinsbeschreibung (Morangie), teils aus dem Auftreten in typischen Gebieten der Alkaligesteine (Böhmisches Mittelgebirge, Auvergne, z. T. auch Yellowstone National Park), daß hier Trachydolerite und nicht Basalte in Frage kommen, oder aber der alkalische Charakter des Gesteins kann wahrscheinlich gemacht werden (Gegend von Kassel und Rhön) durch die Begleitung von Nephelinbasalten, Leucitbasalten und verwandten Gesteinen, oder endlich die Begründung des Vorkommens ist mehr oder weniger ungenügend. Aus eigener Erfahrung kann ich mitteilen, daß Sanidin bisher nur in typischen oder wahrscheinlichen Alkaligesteinsgebieten (Siebengebirge, Roccamonfina) nachzuweisen war. Immerhin ist die Möglichkeit eines geringen Orthoklasgehalts in Basalten, Melaphyren und Diabasen nach den Analysen dieser Gesteine nicht zu bestreiten.

Daß mit dem Nachweis von Nephelin in einem basaltischen Ergußgestein für dieses nach meiner Überzeugung die Zugehörigkeit zu den Trachydoleriten gegeben ist, wurde oben dargelegt. Die gleiche Beweiskraft schreibe ich den Mineralien der Sodalithfamilie zu. Solche Vorkommnisse sind daher in diesem Buche nicht bei den Basalten zu suchen. Immerhin gibt es Angaben über das Auftreten des Nephelins in Gebieten, wo man ihn nicht erwarten sollte; so will ihn K. Hofmann in Basalten von Bakony gefunden haben und Lagorio beschreibt ein Ganggestein aus dem Kalk von Ersby auf der Insel Pargas, welches in einer trichitisch entglasten bräunlichen Basis vorwiegend Plagioklas und in nicht einzeln bestimmbaren Mikrolithen wahrscheinlich Augit und Olivin, ferner Magnetit, sowie Leucit und Nephelin führen soll. Derartige Angaben dürften wohl einer Revision bedürfen. Die Bestätigung für Pargas würde nicht überraschen, man denke an Schonen, Alnö usw.: wohl aber ist nach bisherigen Erfahrungen Nephelin in den Basalten von Bakony sehr auffallend.

Daß sekundärer Analcim in Basalten, Melaphyren und Diabasen vorkommt, ist eine altbekannte Tatsache; ich erinnere nur an die sogen. Analcimite des Scoglio dei Cyclopi im Hafen von Catania. Neuere Angaben über Analcim als ursprünglichen Gemengteil von Eruptivgesteinen sind besonders in der amerikanischen Geologie sehr verbreitet,

finden in neuerer Zeit auch vereinzelt in der deutschen Petrographie Vertreter. Daß die zuerst von LINDGRÉN beschriebenen Analcimbasalte Montanas überhaupt keine Basalte, sondern lamprophyrische Ganggesteine der alkalischen Magmen sind, wurde oben mitgeteilt. GEO. W. CARD, D. MAWSON und T. G. TAYLOR beschreiben aus Neusüdwales eine eigene Gruppe von Analcimbasalten und ich kann aus dem Studium der Proben, die ich Herrn CARD's Güte verdanke, den Analcimgehalt durchaus bestätigen, aber nicht so seine primäre Natur. Es läßt sich vielmehr z. T. deutlich seine Entstehung aus einer intersertalen farblosen Glasbasis, z. T. aus Nephelin erkennen, an deren Stelle er tritt. Manche dieser Gesteine dürften aber kaum zu den Basalten zu stellen sein. So berechnen z. B. TAYLOR und MAWSON für einen doleritischen Basalt von Mittagong die Zusammensetzung zu 80% Feldspat, 12% Augit und 7% Magnetit, was gewiß nicht für eine echt basaltische Natur des Gesteins spricht.

Der monokline Pyroxen der Basalte, Melaphyre und Diabase gehört nach seinem optischen Verhalten und nach dem vorliegenden Analysenmaterial mehreren, recht verschiedenen Arten an. Eine große Verbreitung hat ein Glied der Diopsid-Hedenbergitreihe, welches hier als Diopsid bezeichnet werden soll; durch steigenden Tonerdegehalt geht er in normalen Augit, durch merklichen Chromgehalt in den sogen. Chromdiopsid über. Ein durch auffallend niedrigen Kalkgehalt und sehr kleines 2V charakterisiertes Pyroxenmineral dieser Gesteine nannte ich Magnesiumdiopsid; WALT. WAHL, der diesem Pyroxen eine gründliche Untersuchung angedeihen ließ, möchte ihn Enstatitaugit nennen. Wenn auch bisher nirgends in diesen Gesteinen der eigentliche Titanaugit gefunden wurde, so gibt es doch auch hier Pyroxene mit einem über 2% steigenden Titangehalt, der sich denn auch durch eine mehr oder weniger deutliche Bissectricendispersion erkennbar macht. Zwischenglieder und Übergänge der verschiedenen Arten ineinander sind sehr verbreitet; ebenso verwachsen sie z. T. mit gesetzmäßiger Abgrenzung, z. T. in regellos fleckigem Gemenge, immer aber mit strengem kristallographischem Parallelismus miteinander. Bei der Beschreibung soll daher nur der Magnesiumdiopsid strenger von den andern geschieden werden, was um so berechtigter erscheint, als er, wie in allen andern Eigenschaften, so auch durch seinen schlank prismatischen Habitus sich eigenartig von den anderen Pyroxenen abhebt.

Die Pyroxene treten in manchen Gesteinen dieser Familie in zwei wohlgeschiedenen Generationen, in andern aber nur in einer Generation auf. Dann kann das entweder die Generation der Effusivperiode sein oder aber dem Gesteine fehlt überhaupt eine deutlich porphyrische Struktur und damit die Rekurrenz jeder Mineralausscheidung. Merkwürdigerweise wird allerdings in nur vereinzelten Fällen ein absolutes Fehlen jedes Pyroxens angegeben, so daß Olivin der einzige femische Gemengteil ist, wie das z. B. MATS WEIBULL von einem Melaphyrgange im Grubengebiet des Silfbergs in Süddalekarlien beschreibt. Ebenso

fehlt der Augit einigen vitrophyrischen Basalten, die später zu besprechen sind, und R. v. Drasche beobachtete diese Tatsache wohl zuerst an glasreichen Laven von La Réunion. H. W. Monckton beschreibt einen intrusiven olivinfreien Basalt von Stirling in Schottland, dessen doleritisches Zentrum reichlich Augit führt, während dieser nach der Peripherie hin verschwindet, so daß hier in einer mehr oder weniger glasigen Basis nur Wachstumsformen von Magnetit und Mikrolithe von Plagioklas liegen. Man erkennt daraus, daß das gelegentliche Fehlen des Augits eine Folge seiner späteren Ausscheidung ist.

Der Augit tritt ungleich häufiger als der Feldspat in intratellurischen Einsprenglingen auf, welche dann, von mechanischen und chemischen Deformationen abgesehen, oktogonale Säulen mit den Flächen von (110) (010) (100) (111), seltener ($10\bar{2}$) darstellen. Obwohl die Pinakoide, besonders die Querflächen, sich gern auf Kosten der Prismenflächen ausdehnen, geht dieses doch nie so weit, wie bei den rhombischen Pyroxenen. Zwillingsbildung nach (100) ist recht verbreitet; dabei schieben sich gern zwischen die beiden großen Hälften eine Anzahl schmaler Lamellen in Zwillingsstellung ein. Die Verwachsungsebene ist dabei fast ausnahmslos die Zwillingsebene. Doch beschreibt Siepert Durchkreuzungszwillinge nach (100) aus Proterobas von Marayes, San Juan, Argentinien. Auch knäuelartige Verwachsungen, die wohl häufig als Zwillingsbildungen nach (101) und ($12\bar{2}$) zu deuten sind, gehören zu den gewöhnlichen Erscheinungen.

Die Augiteinsprenglinge besitzen nicht selten einen vorzüglichen Schalenbau, welcher in den meisten Fällen parallel der angegebenen Kristallform geht, in andern Fällen, bei höherem Gehalt an Ti, jedoch die sogen. Sanduhrform erkennen läßt. Diese wurde früher auf ursprünglich gegabelte Wachstumsform des Individiuums, wird aber heute auf Anwachskegel verschiedener chemischer Zusammensetzung über Orthopinakoid und Prisma, über Pyramide und über Klinopinakoid gedeutet, was sich dann, wie Blumrich (l. c.) vorzüglich dartat, durch verschiedenes optisches Verhalten dieser Anwachskegel kundgibt. Für die Einzelheiten sei auf die schöne Arbeit von Blumrich selbst oder auf dieses Buch, 4. Aufl. Bd. I. 2. S. 210 hingewiesen. Im Detail gewinnt dieser Schalenbau eine gewisse Mannigfaltigkeit dadurch, daß bald nur Kern und Schale, bald eine größere Anzahl von konzentrischen Schalen oder Anwachsstreifen von idiomorpher Form zu unterscheiden sind, daß bald der innere Kern, offenbar infolge von Korrosionen vor Ansatz der jüngeren Schale, keine kristallographischen Umrisse zeigt, bald die äußere Schale derselben ebenso wie der Kern entbehrt. Dann ist die äußere Schale stets sehr wenig mächtig und einschlußreich, und läßt somit auf raschen und kurzen Verlauf des peripherischen Wachstums schließen, welches eine Ausheilung der gestörten Kristallformen verhinderte. Hiermit verwandt ist auch die nicht gerade häufige Umrandung größerer Augiteinsprenglinge durch parallel gestellte mikrolithische Individuen der Effusionsperiode, welche schon Renard (Kerguelen) beobachtete. — Die schalen-

artig wechselnden Farben sind hellgrau bis fast farblos, grünlichgrau und rotbraun bis braun oder rosa; dabei haben die älteren Teile des Kristalls, wenn nicht immer, so doch weitaus in den meisten Fällen grünliche Farbentöne, die jüngeren peripherischen Teile sind bräunlich und graurosa. Hiermit steht es im Einklang, daß in Gesteinen, wo grünliche und bräunliche Augite zusammen, aber gesondert, als Einsprenglinge vorkommen, die grünen gern korrodiert sind, während der Idiomorphismus der braunen tadellos ist. Nach einer Untersuchung der grünen Augite der basaltischen Gesteine von Jan Mayen durch SCHARIZER sind dieselben chromhaltig und gehören zum Chromdiopsid. Eingehende chemische Untersuchungen über diese beiden Augitarten fehlen leider noch; daß sie chemisch nicht ident seien, beweisen die oft bedeutenden Verschiedenheiten in der Lage der Auslöschungsrichtungen in den verschiedenfarbigen Teilen. — Nur einmal wurde es beobachtet (Langenscheid), daß zu einem korrodierten Augiteinsprengling die während der Effusionsperiode neu angeschossene Substanz in parallelen Säulchen senkrecht zur Grenze gestellt und von dem Kern durch einen Saum von Magnetit nahezu getrennt war. —

Bei den Augiten der Basalte, Melaphyre und Diabase gesellt sich zu der normalen Spaltbarkeit nach (110), die stets deutlich hervortritt, oft eine weitere nach (100), und verleiht dem Pyroxen einen diallagähnlichen Charakter. Sehr ausgebildet ist diese pinakoidale Spaltung nach OSANN in den Augiten olivinfreier Basalte von Thorshavn und Kolter, Fär-Oer, welche in ihrer chemischen Zusammensetzung dem gleichgebauten Magnesiumdiopsid der sogen. Salitdiabase des Connecticuttales auffallend nahestehen. Ebenso betont SCHIRLITZ die Spaltbarkeit der Augite gabbro- und diabasähnlicher, olivinarmer oder olivinfreier Basalte von der Laká, Vididalsá u. a. O. in Island nach (100), zu welcher sich hier noch eine weitere nach (010) gesellt. — Die malakolithische Spaltung nach (001) beobachtete OSANN deutlich an den genannten Fär-Oer-Gesteinen, doch war hier der mit solcher Spaltung gern verbundene polysynthetische Zwillingsbau nicht sicher erkennbar. Sehr verbreitet findet sich diese Spaltung bei den Augiten der Diabase des Whinsill im nördlichen England, des Connecticutsandsteins u. a. O., hier immer verbunden mit der Zwillingslamellierung nach (001), die oft noch von der gewöhnlichen Zwillingsbildung nach (100) begleitet wird. Ohne diese Zwillingsbildung nach (001) wurde die basische Spaltung auch von F. P. PAUL an Quarzdiabasen von Hobarttown, Tasmanien und von SCHAUB im Enstatitdiabas von Penmaenmawr in Caernarvonshire, Wales, beobachtet. Sie scheint im wesentlichen auf Augite beschränkt zu sein, die dem Magnesiumdiopsid nahestehen oder angehören.

Zur Unterscheidung der verschiedenen Augitarten bedient man sich neben der Auslöschungsschiefe auch der verschiedenen Dispersion der auf angenähert basalen und orthopinokoidalen Schnitten austretenden optischen Achsen, worüber man dieses Buch 4. Aufl. Bd. I. 2. nachsehen wolle. Die Titan-haltigen Augite sind durch $c : c = 44^0$ etwa, merkliche

bis deutliche Dispersion der Bissectricen auf den Schnitten nach (010) und einem nur selten fehlenden Stich ins Violette bei bräunlichem bis graubraunem Grundton zu erkennen. Der Pleochroismus ist bei keinem der verschiedenen Pyroxene stark. — Gelblich ist nach THOMAS der Augit in den Auswurfsmassen vom Charakter der olivinfreien Basalte bei der Eruption des Tarawera auf Neu-Seeland im Sommer 1888.

Die Einschlüsse der Einsprenglingsaugite sind nie so zahlreich wie die der Feldspate. Glaseinschlüsse in ursprünglicher oder schlackig veränderter Ausbildung sind wohl am weitesten verbreitet. Sonst ist oft Apatit, Biotit in Fetzen, Magnetit und Ilmenit, sowie Spinellide, seltener Olivin, recht selten basischer, durch Salzsäure zersetzbarer Feldspat, noch seltener sind Flüssigkeiten eingeschlossen. LAGORIO gibt aus dem Uralit finnischer Diabase auch Einschlüsse liquider Kohlensäure an. — Gesetzmäßige Verwachsung mit rhombischen Pyroxenen kommt im ganzen nicht häufig vor; aber sie findet sich in Basalten, Melaphyren und Diabasen.

Die jüngere Generation von Augiten, welche sicher der Effusionsperiode angehört, bildet bald idiomorphe mikrolithische Individuen — in glasreichen Basalten auch gern gegabelte Wachstumsformen — oder aber rundlich-eckige Körner, an die sich gern Magnetitkriställchen ansetzen. Zwillingsbildungen und Einschlüsse pflegen zu fehlen. Die Farben sind meistens hellrosa oder grünlich, selten braun von einiger Tiefe des Tons. Dieselben übertreffen meistens bedeutend an Menge die Feldspate jüngerer Generation und setzen oft die Grundmasse fast ausschließlich mit Magnetit zusammen. Nur bei gewissen andesitischen Basalten kehrt sich dieses Verhältnis um. In vielen Gesteinen drängen sich die jüngeren Augite zu rundlichen Häufchen, sogen. Augitaugen,* zusammen. Dadurch, daß in diesen Häufchen die einzelnen Individuen sich mehr und mehr radial ordnen, entstehen Annäherungen an die Chondren der Meteorite** (Salesl, Uifak u. a. O.). — Eine auf gewisse Erstreckung hin parallele Anordnung der Augitmikrolithe, die erst zwischen gekreuzten Nicols hervortritt, kommt gleichfalls vor.

Wo nur eine Generation zur Entwicklung gelangte, bildet der Augit bald hypidiomorphe Individuen, wie der Diallag mancher Gabbros, oder er ist in breiten, von Feldspatleisten unterbrochenen, Körnern ausgebildet, die man erst durch Beobachtung zwischen gekreuzten Nicols

---

* Gelegentlich erkennt man in diesen Augiten ein zentrales Olivinkorn, welches auf die Vermutung eines epigenetischen Zusammenhanges der beiden Mineralien führen könnte. Das sind offenbar dieselben Gebilde, welche W. SCHULTZ vom Hügelskopf bei Homberg an der Efze, von O. REUBER vom Almuthsberge südlich desselben Ortes und ARTH. SCHWANTKE vom Ratsberge bei Jauer als „Verwachsungen von monoklinem Augit mit Olivin" beschrieben haben.

** RINNE glaubt auf Grund von Schmelzversuchen durch den elektrischen Strom an Olivin und Hypersthen, daß manche chondrenartige Augitaugen, Feldspataugen und Olivinaugen in basaltischen Gesteinen durch Wiederschmelzung und Neukristallisation der genannten Mineralien entstanden seien.

als einheitliche Individuen erkennt. Die Struktur dieser Augite, ihre Spaltbarkeit, ihre Farben, ihre Einschlüsse sind dieselben, wie bei den Einsprenglingen. Jedoch pflegt hier der Farbenwechsel in einem Individuum mehr in unregelmäßigen Flecken, als in konzentrischen Zonen ausgebildet zu sein. Die braunen Farben scheinen zu herrschen, und kommen an manchen Lokalitäten allein vor (Dolerite der Trappformation von Irland haben nach SCHIRLITZ nur braunen Augit). — In der großen Mehrzahl der Fälle ist der nur in einer Generation auftretende Augit dem Feldspat gegenüber teilweise oder ganz allotriomorph und erweist sich danach als der jüngste der wesentlichen ursprünglichen Gemengteile des Gesteins. Jedenfalls muß in der Regel die Augitbildung fortgedauert haben, als die Feldspatbildung bereits abgeschlossen war und ebenso scheint im allgemeinen die Feldspatbildung vor derjenigen des Augits begonnen zu haben. Nur in den augitarmen Basalt- und Diabasgesteinen deutet die Art der Verwebung von Augit und Plagioklas darauf hin, daß die Auskristallisation des letzteren Minerals noch fortdauerte, als der Augit bereits ausgeschieden war. In solchen Fällen bildet der Augit angenähert idiomorphe Körner, die ebenso formbedingend auf den Feldspat einwirken wie dieser auf sie. In den augitreichen Gesteinen — und diese sind die bei weitem zahlreicheren — bildet der Augit den Kitt, welcher die Feldspatleisten zusammenhält und spielt also morphologisch die Rolle der Zwischenklemmungsmasse (Mesostatis) eines porphyrischen Gesteins. Im Dünnschliff erscheint er demgemäß in keilförmigen oder unregelmäßig polygonalen, nach allen Richtungen von Feldspatleisten oder Erzen eingeschlossenen Partien. Da diese nicht selten auf weitere Entfernung hin die gleiche optische Orientierung erkennen lassen, so hat man anzunehmen, daß sie ein und demselben allotriomorphen Augitkorn angehören, welches also eine gewisse Anzahl von Feldspatleisten und Erzkristallen einschließt. Seltener — die Erscheinung wurde zuerst von LAWSON an postarchäischen Diabasgängen des Rainy Lake-Gebiets in Kanada beschrieben — besteht eine scheinbar einheitliche Augitmasse aus mehreren, sich unmittelbar berührenden, aber verschieden orientierten Augitkörnern. LAWSON nennt das polysomatischen Augit mit einem von G. TSCHERMAK für Olivin in Meteoriten gebrauchten Ausdruck.

Umwandlungsphänomene sind der Natur der Dinge gemäß in den älteren Melaphyren und Diabasen bei weitem häufiger, als bei den jugendlichen Basalten. Man muß dabei, soweit irgend möglich, zwischen den Produkten der atmosphärischen Verwitterung, der eigentlichen Zersetzung durch thermische und solfatarische Vorgänge und der Einwirkung gebirgsbildender Vorgänge unterscheiden, wennschon in gewissen Fällen diese ineinander verfließen.

Zu der ersten Kategorie gehört die bei Basalten und Melaphyren verbreitete Umwandlung der Augite in Karbonate und Limonit oder andre Eisenerze unter gleichzeitiger Ausscheidung von Kieselmineralien und wechselnden Mengen von Chlorit, die aber beide auch vollständig

fehlen können. Ebenso ist hierher zu stellen die besonders in Diabasen allverbreitete, aber auch bei Melaphyren und Basalten vorkommende Bildung von grünen, selten braunen bis gelblichen Aggregaten von schuppiger oder fasriger Textur, welche man in der älteren Petrographie als den chloritischen Gemengteil der Diabase bezeichnete und vielfach für ein primäres Gesteinselement hielt. Der Anwesenheit dieser Substanz verdanken die Diabase ihre so häufige grüne Farbe und den Namen Grünsteine. Daß dieser »chloritische Gemengteil« sekundär und in den meisten Fällen aus Augit hervorgegangen sei, wird heute wohl kaum noch ernstlich bezweifelt; dagegen sind unsere Kenntnisse von der Natur dieser Substanz noch ziemlich fragmentare. Man kann die Umbildung des Augits in die chloritische Substanz von den ersten Anfängen bis zu vollendeter Pseudomorphose fast an allen Diabasvorkommnissen verfolgen. Es entwickelt sich zunächst von der Peripherie, den Spaltrissen und Querklüften des Augits aus eine Wucherung dieser grünen fasrigen und schuppigen Aggregate, die dann bald sehr unregelmäßig, bald den Spaltrissen folgend nach innen fortschreitet. Wo die Querabsonderung der Augite sehr ausgeprägt ist, ordnen sich die Neubildungen gern zu parallelfasrigen oder parallelblättrigen Massen, deren Faserrichtung parallel der Prismenachse des Augits, bezw. deren Schuppenfläche parallel den Blätterdurchgängen des Wirts liegt. In den meisten Fällen aber ist die Anordnung eine wirr filzige, die gern zu einer radialstrahligen oder rosettenförmig schuppigen wird, und so ist die Auflösung eines Augitkorns in eine große Anzahl von oft sehr regelmäßigen Sphärokristallen dieses chloritischen Gemengteils keine Seltenheit. Auch anscheinend ganz regellos filzige oder schuppige Aggregate lassen sich oft bei stärkeren Vergrößerungen als traubenförmige Häufchen von solchen Sphärokristallen erkennen, die zwischen gekreuzten Nicols sehr zierliche Interferenzkreuze liefern, deren Arme stets parallel den Nicolhauptschnitten liegen.* — Eine sogen. homogene Pseudomorphose von Chlorit nach Augit, wobei also ein Augitindividuum in ein Chloritindividuum umgewandelt wurde, beschreibt Molengraaff aus Diabasen, welche im westlichen Teil des Hogeveld der südafrikanischen Republik und zwischen Prätoria und Johannesburg anstehen. — Bei optischer Untersuchung findet man, daß die evident fasrigen grünlichen Neubildungen etwa das Brechungsvermögen des Kanadabalsams und eine ziemlich hohe Doppelbrechung, dagegen keinen deutlichen Pleochroismus besitzen; sie dürften dem Serpentin mit einiger Sicherheit zugerechnet werden können. Sobald aber die Struktur schuppig ist, pflegt bei ähnlichem Brechungsvermögen die Doppelbrechung sehr gering zu sein, so daß man die Substanz oft für isotrop halten möchte. In Schnitten parallel den Schuppen- oder Blattflächen ist tatsächlich oft weder im parallelen noch im konvergenten Lichte eine Doppel-

* Siepert beobachtete an solchen Gebilden auch das Websky-Bertrand'sche Interferenzkreuz. Die Abbildung der Erscheinung zeigt zwei Ringe, was bei der niedrigen Doppelbrechung von Chlorit auffällt.

brechung sicher zu konstatieren und darauf sind wohl die in der Literatur verbreiteten Angaben über Isotropie dieser Substanz zurückzuführen. Sowie dagegen die Schuppen in anderer Richtung vom Schliff getroffen wurden, sind sie erkennbar doppelbrechend. Die Größe des Wertes $\gamma - \alpha$ scheint allerdings ziemlichen Schwankungen unterworfen zu sein, doch erhebt sich die Interferenzfarbe in guten Präparaten wohl nie über das untere Drittel der ersten Ordnung. Zumeist noch deutlicher, als die Doppelbrechung, ist der Pleochroismus, grün für die parallel, gelb bis rötlich für die senkrecht zur Blattfläche schwingenden Strahlen. Durch diese Eigenschaften wird die schuppige Substanz in die Gruppe der Chloritmineralien verwiesen, ohne daß es möglich wäre, sie innerhalb dieser Gruppe nach ihrer Species zu bestimmen. — Mit Säuren gelatinieren diese grünen chloritischen und serpentinösen Substanzen stets mehr oder weniger leicht, durch Glühen werden sie trübe und rostbraun bis opak. — Daß diese Substanzen sich vorwiegend auf Kosten des Augits bilden, ist daran sicher darzutun, daß der von ihnen und der von Augit eingenommene Raum derart im umgekehrten Verhältnis stehen, daß die Summe beider immer wenigstens gleich ist dem ursprünglich von Augit eingenommenen Raum. Doch wandert auch diese serpentinöse und chloritische Substanz vom Augit fort und dringt auf kapillaren Spalten in alle Gemengteile und auf die Gesteinsklüfte ein. Sie färbt dann die übrigen Zersetzungsprodukte, wie Quarz und Calcit, gern grün und nimmt innerhalb derselben oft die am Helminth auch makroskopisch wahrnehmbare Form von gewundenen, geldrollenähnlichen Häufchen an. Man wird kaum die größeren Calcit- und Quarzausscheidungen in nassauischen, westfälischen oder Harzer Diabasen studieren, ohne diesen zierlichen helminthähnlichen Aggregaten zu begegnen. — Daß auch aus Olivin, Amphibol und Biotit dieselben oder ähnliche Neubildungen hervorgehen, sei hier vorgreifend erwähnt. Bei derartig mannigfachem Ursprunge werden, auch wenn wir von den verhältnismäßig leicht erkennbaren Faserserpentinmassen absehen, diese chloritischen Substanzen in verschiedenen Fällen ziemlich verschiedene chemische Zusammensetzung haben können. Für manche Vorkommnisse ist die Zugehörigkeit zum eigentlichen Chlorit analytisch dargetan, für andere die Übereinstimmung mit Delessit. Liebe fand, daß das grüne Pigment der von ihm als schwarze Titaneisendiabase des Voigtlandes und Frankenwaldes benannten Gesteine chemisch mit dem Epichlorit identisch sei, während er dasselbe in seinen Kalkdiabasen und grünen Titaneisendiabasen auf Grund seiner Analysen für ein eigenes Mineral hielt, welches er Diabantachronnyn nannte. Später wies Kenngott die Zurückführbarkeit der Diabantachronnynformel auf diejenige des Chlorits nach. — E. v. Federow fand in norduralischen Diabasen neben normalem Klinochlor auch radialfasrige Aggregate einer chloritischen Substanz mit den Achsenfarben intensiv rötlichviolett, bläulichgrün und intensiv grasgrün und solche, bei denen dieselbe Faser an verschiedenen Stellen neben grüner Farbe auch intensiv rote zeigte. In dem Klinochlor eines Olivindiabas von

Pigeon Point, Minnesota, beobachtete Alex. N. Winchell einen pleochroitischen Hof um einen als Magnetit gedeuteten Einschluß. Dieselben pleochroitischen Höfe fanden sich um Einschlüsse von Orthit in brauner Hornblende und in andern Mineralien. — Auch der Pikrolith wurde von Liebe als färbende Substanz im Diabas nachgewiesen. Als weitere Substanzen, welche unter dem »chloritischen Gemengteil« zusammengefaßt werden, werden der Seladonit, Grengesit und Chlorophaeit mehr genannt, als wirklich nachgewiesen. Später hat Gümbel vorgeschlagen, die grünen chloritischen Gemengteile der Diabase ohne Rücksicht auf ihre Herkunft unter dem Namen Chloropit zusammenzufassen. Da bis heute keine absolut sichere Methode vorliegt, diese Substanzen mikroskopisch zu unterscheiden, so müßte man dem sehr bequemen Vorschlage Gümbel's unbedingt zustimmen, wenn nicht die Gefahr so nahe läge, daß man sich unter dem präzisen Wort Chloropit auch unwillkürlich eine genau definierte Substanz vorstellte. Mit Hinblick hierauf vermag ich den Namen Chloropit ebensowenig zu adoptieren, wie die analoge Bezeichnung Viridit. Solange man den »chloritischen Gemengteil« eines Gesteins nicht als einer bestimmten Mineralspecies zugehörig zu bestimmen vermag, scheint es mir besser, ihm die vage Bezeichnung als chloritische Substanz zu belassen.

Bei der Umwandlung des Augits zu Serpentin oder chloritischer Substanz scheiden sich nicht selten Eisenerze aus, welche dann bald in einzelnen Kriställchen und Körnchen in den Neubildungen selbst liegen oder aber auf den Spaltrissen und Klüften des Mutterminerals abgelagert sind. Der Kalkgehalt des Augits tritt bei der Chloritisierung desselben natürlich vollständig aus der Verbindung aus und wandert als Karbonat in alle Klüfte, Spalten und Hohlräume des Gesteins oder bleibt wohl auch, aber allerdings sehr selten, in feinen Häutchen und Körnchen der chloritischen Substanz beigemengt. Neben dem Calcit muß bei diesem Vorgange auch Kieselsäure frei werden und auch diese scheint fast stets erst auf Klüften und in Hohlräumen zum Absatz zu gelangen. In andern, und zwar sehr zahlreichen Fällen treten aber Kalk, Eisenoxydul und Kieselsäure, z. T. unter Hinzutritt von Tonerde, zu neuen Silikaten zusammen. Man wird nur selten die chloritischen Substanzen der Diabase mikroskopisch genau durchsuchen, ohne in denselben sehr stark licht- und doppelbrechende, fast farblose oder gelbgrünliche Aggregate von körniger oder kurzstengliger Textur wahrzunehmen, welche sich nach optischem und chemischem Verhalten als Epidot erkennen lassen. Man kann mit denselben bei flüchtiger Betrachtung leicht sehr winzige pyramidale Kriställchen verwechseln, die gleichfalls starke Licht- und Doppelbrechung besitzen, sich aber durch Spaltbarkeit, optischen Charakter und chemische Reaktion als Anatas dokumentieren. Dieses nur recht selten im Chlorit auftretende Mineral wird wohl dem Gehalt des Augits selbst an TiO_2 seine Entstehung verdanken, kann aber auch leicht aus der Zersetzung des Ilmenits herstammen. Fichtelgebirgische Diabase eignen sich besonders zum Studium desselben, zumal ein

Devondiabas von Nordeck bei Stadtsteinach. — In weiter Verbreitung begegnet man auch in den chloritischen oder serpentinösen Umwandlungsprodukten des Augits langen, farblosen, prismatischen, monoklinen Mikrolithen mit ausgesprochener Quergliederung und angenähert hexagonalen Querschnitten, die sich als Tremolit oder Aktinolith bestimmen lassen. Im allgemeinen sind die Mengen des mit dem Chlorit oder Serpentin vergesellschafteten Epidots oder Tremolits gering, doch kommen auch Gesteine vor, in denen sie bis zur Verdrängung der erstgenannten Substanzen überhandnehmen, so daß förmliche Pseudomorphosen von Epidot nach Augit (im Proterobas vom Ochsenkopf im Fichtelgebirge) oder verwirrt filzige Pseudomorphosen von Aktinolith nach Augit (Silurdiabas von Lehestenwald, ebenda) entstehen. — Die chloritischen Substanzen selbst verwittern ihrerseits zu Aggregaten von Karbonaten, Limonit und Kieselsäure, welch letztere dann gern in Sphärokristallen von Chalcedon mit optisch negativem Charakter, selten in solchen von Quarz mit optisch positivem Charakter und ebenso selten als Opal ausgebildet ist. — Die parallelfasrigen Serpentin- oder Chloritsubstanzen, welche gelegentlich bei der Umwandlung von Augiten mit ausgesprochener Querabsonderung entstehen, werden in gewissen englischen und in linksrheinischen Diabasen des Oberkohlengebirges durch parallelfasrigen Quarz verdrängt, ein mikroskopisches Analogon zu den fichtelgebirgischen Katzenaugen.

Einer andern Kategorie von Umwandlungsphänomenen gehört offenbar die Entstehung von Amphibol aus Augit an. Dieselbe scheint nur dort vorzukommen, wo die Diabase im gestörten Gebirge oder in den Kontakthöfen von stockförmigen Tiefengesteinen liegen und scheint unter normalen Verhältnissen nicht aufzutreten, wenngleich die Möglichkeit eines solchen Vorganges durch die eben besprochene, auch von Pelikan mehrfach in fichtelgebirgischen Diabasen, Spiliten und Schalsteinen beobachtete Neubildung von Aktinolithnadeln im Chlorit dargetan ist. Die häufigste Art der Umbildung von Augit zu Amphibol in den Diabasen ist die sogenannte Uralitisierung. Von der Peripherie der Augite her entwickelt sich unter gleichzeitigem Übergang der rötlichen Farbe derselben in die grüne eine Parallelfaserung in der Richtung der vertikalen Achse, welche von hier aus konzentrisch nach innen, und zwar rascher parallel, als senkrecht zur Prismenachse vorschreitet. Bei hinreichender Vergrößerung sieht man, daß diese Parallelfaserung durch eine Umwandlung in grüne Amphibol- (gemeine Hornblende oder Strahlstein) Prismen bedingt ist, die nach Lage der Elastizitätsachsen, Pleochroismus und Spaltbarkeit in Querschnitten vollkommen sicher zu bestimmen sind. Diese Uralitnadeln sind im allgemeinen recht streng parallel unter sich und derart gesetzmäßig zum Augit gelagert, daß beide Mineralien die Prismenachse und die Symmetrieebene gemeinsam haben. Die Orientierung des Tochterminerals durch das Muttermineral geht so weit, daß in Augitzwillingen die Uralitprismen ebenfalls hüben und drüben von der ursprünglichen Zwillingsebene sich in Zwillings-

stellung befinden. — In manchen Fällen setzt sich Aktinolith franzen- und bartartig an die terminalen Flächen des Pyroxens an, wenn dieser idiomorph ist, wie das besonders Sederholm von Finnland, Harker vom Cross Fell (hier ist es Tremolit) beschrieben haben.

Diese Uralitisierung kann nicht wohl ein einfacher Akt molekularer Umlagerung sein, es ist vielmehr zu erwarten, daß ein Teil des Kalkgehalts des Augits in andere Verbindungen übergehe und tatsächlich ist Epidot ein nahezu konstanter Begleiter des Uralits. Solange der Uralitisierungsprozeß nicht vollendet ist, bleiben im Innern Augitkerne zurück, deren Anwesenheit leicht den Schlüssel für die Deutung der Genese des Amphibols gibt. Ist dagegen aller Augit verschwunden, so läßt sich ein absolut strenger Beweis für die sekundäre Natur des Amphibols kaum führen. Das sind die sogenannten schilfigen Hornblenden der Epidiorite und verwandter Gesteine. Der oft nicht ganz strenge Parallelismus der einzelnen Amphibolprismen im Uralit, der ganze Erhaltungszustand des Gesteins, die Begleitung durch Epidot, die viel verbreitete terminale Ausfaserung in pinselähnliche Büschel, die gelegentliche Erhaltung von Augitresten und die Analogie mit sicher nachweisbaren Fällen muß dann die Handhabe zur richtigen Deutung liefern. Wo solche Aggregate von schilfiger Hornblende im Querschnitt die Augitbegrenzung zeigen, ist natürlich ein Zweifel ausgeschlossen. Diese Uralitbildung ist oft in einem ganzen Gesteinskörper bis zu vollständiger Verdrängung des Augits entwickelt; man hat solche Vorkommnisse, wie sie Holst z. B. in Småland gangförmig an den Salbändern von bedeutenden Spaltengängen fand, deren zentrale Teile aus Quarzporphyr bestehen, wohl auch Uralitdiabase und Kloos hat sie Uralitite genannt. — Der Uralit wird seinerseits in Chlorit durch einfache Verwitterung übergeführt und bei der großen Verbreitung der Uralitisierung in den paläozoischen Diabasen Deutschlands konnte man daher wohl glauben, daß der Uralit ein fast notwendiges Zwischenstadium auf dem Wege der Chloritisierung des Augits sei.

Es findet sich auch in solchen Diabasen, welche im Schiefergebirge und in Kontakthöfen liegen, gelegentlich eine derartige Verwachsung mit brauner kompakter Hornblende, daß eine Entstehung dieser aus dem Augit nicht unwahrscheinlich scheint. Dieselbe hat dann nicht selten eine eigentümliche zwischen grün und braun liegende Farbe und schwachen Pleochroismus, oder ist auch wohl z. T. blau bis blaugrün gefärbt. Diese braune Hornblende, wahrscheinlich metamorphen Ursprungs, kann nun ihrerseits durch einen Akt atmosphärischer Verwitterung grün werden und endlich in Chlorit übergehen, wie das z. B. auch von Schenk im Diabas vom Rimberg im oberen Ruhrtale beobachtet worden ist. — Wo diese Hornblende blaue Färbung zeigt, hat sie nur selten den kräftigen und typischen Pleochroismus des Glaukophans, zeichnet sich vielmehr neben sehr schwachem Pleochroismus bei stets blauen Farbentönen durch wenig starke Doppelbrechung von den normalen Amphibolen aus. Echten Glaukophan als aus Augit

hervorgegangen und neben ebenfalls sekundärer brauner Hornblende bespricht Gürich in den silurischen Diabasen der niederschlesischen Tonschieferformation von Alt-Schönau und Nieder-Kauffung, Michel-Lévy und Bergeron in Diabasen der Serrania de Ronda. Auch dieser Glaukophan verwittert zu Chlorit. Auch Franchi beschreibt die Umwandlung des Augits in metamorphen Diabasen des Kaps Argentaro in braune Hornblende, Krokydolith, Pennin und Epidot und C. v. John beobachtete die Neubildung glaukophanartiger Hornblende (c blau, b mehr violettblau, a braunviolett) in Diabasen und Diabasporphyriten von der Auermahd am Grundelsee und östlich vom Auermahdsattel im Salzkammergut. — Da nun ohne Zweifel auch primäre braune Hornblende in paralleler Verwachsung in gewissen Diabasgesteinen vorkommt, so kann die Entscheidung für die eine oder die andere Auffassung oft recht schwer werden. Sichere Deutung ist nur dort möglich, wo diese Hornblende entweder in der eigenen oder in der Kristallbegrenzung des Augits auftritt; fehlt die äußere Form, so wird die Entscheidung stets eine unsichere bleiben müssen.

F. Rinne beobachtete eine Umrahmung des Augits durch farblose Hornblende dort, wo er sich mit Plagioklas berührt, aus dem obersten Diabaslager des Steinberges bei Goslar am Harz. Dieser Saum fehlt auch da nicht, wo der Plagioklas im Augit liegt, das ist ein interessantes Analogon zu den verwandten Erscheinungen in den Gabbrogesteinen.

In gewissen schwedischen Diabasen beobachtete A. G. Törnebohm schon frühe, daß neben einem normalen Augit ein farbloser monokliner Pyroxen vorkommt, den er als Salit bezeichnete. Dieser sogen. Salit ist, wo er mit anderen Pyroxenen vergesellschaftet ist, eine frühere Ausscheidung aus dem Magma und meistens auch früherer Entstehung als der normale Plagioklasgemengteil, oder aber es tritt, vom gleichen Alter mit ihm, noch ein anorthitreicherer Feldspat auf. Diese frühe Entstehung bedingt eine mehr oder weniger idiomorphe Gestaltung mit ausgesprochenem schlankprismatischem Typus. Die Häufigkeit von Zwillingsbildungen nach (100) und (001), die letztere in polysynthetischer Lamellierung, die von Quersprüngen und Spaltrissen nach (001) ausgehende Umwandlung in serpentinartige grüne Faseraggregate, welche entschieden leichter sich vollzieht, als bei dem normalen Augit, unterschieden diesen sogen. Salit und durften als charakteristisch gelten. Daß dieser sogen. Salit aber mit Unrecht seinen Namen führe, bewies Hovey durch Bestimmung des Achsenwinkels, der zu $2E = 36^{0}9'$ im Maximum gefunden wurde, während er bei dem wirklichen Salit 84^{0} beträgt. Die weite Verbreitung des Pseudosalits in Diabasen und Basalten konnte ich schon früh nachweisen. Bald stellte sich nun durch Sonderanalysen heraus, daß sich der sogen. Salit auch chemisch durch einen auffallend hohen Gehalt an MgO und FeO, bei sehr niedrigem Gehalt an CaO als ein neues Glied der Pyroxenreihe erwies. das ich dann Magnesiumdiopsid nannte, ohne mich daran zu erinnern, daß schon E. Cohen früher denselben Namen für die gleiche

Substanz in Meteoriten vorgeschlagen hatte. Neuerdings hat nun W. Wahl eine sehr ausführliche und ergebnisreiche Untersuchung dieses Minerals veröffentlicht.

Nach W. Wahl zeigt der Magnesiumdiopsid bei idiomorpher Ausbildung schlankprismatische, nach (100) mehr oder weniger abgeplattete Gestalt mit herrschendem (100) (010), kleinem (110) und (001), oder aber er hat die Form eckiger Körner, die sich gern zu Häufchen aggregieren. — Spaltung nach (110) und (001). — Spez. Gew. 3.42 bis 3.46. — Im durchfallenden Lichte farblos, rosa bis gelblich und bräunlich oder grünlich, oft an den einzelnen Individuen randlich und im Kerne verschieden und dann mit verschiedenen optischen Eigenschaften, $c : c = 44^0$—45^0 etwa. An einem Vorkommen im ophitischen Quarzdiabas von Kälsholm auf Föglö, Ålands-Inseln, fand Wahl $\alpha = 1.690$, $\beta = 1.691$, $\gamma = 1.711$. Optischer Charakter positiv, ohne merkbare Bissectricendispersion. $2E$ im Zentrum $26^0 48'$ bis $27^0 34'$, am Rande $34^0 9'$ bis 36^0. Schwacher Pleochroismus mit a gelblichgrün $<$ b bräunlichrosa $>$ c grünlichweiß. Solange das Mineral durchaus frisch ist, zeigt sich keinerlei Lamellierung nach der Basis, wohl aber bei beginnender Veränderung, wie das der Fall ist bei den idiomorphen Individuen in einer grobkörnigen Varietät desselben Vorkommens, und dann fortschreitend vom Rande aus nach innen. Daß diese Lamellierung keiner Zwillingsbildung entspreche, beweisen Schnitte, die annähernd parallel der Symmetrie-Ebene liegen. In diesen zeigt das eine Lamellensystem die starke Doppelbrechung und stark schiefe Auslöschung der monoklinen Pyroxene, das andere niedere Interferenzfarben und fast genau parallele Auslöschung. Daraus wird auf eine Art mikroperthitischer Verwachsung des Magnesiumdiopsides mit einer rhombischen Substanz (? Bastit, ? rhombischer Amphibol) geschlossen. Die rhombischen Lamellen enden im Kristall ohne die Kante zu erreichen mit rundlicher Begrenzung. Diese Kristalle besaßen größeres $2E$, das allerdings nie über 80^0 stieg. — In den sehr frischen und feinkörnigen Quarzdiabasen von der Westküste des Onega-Sees und vom Oberlauf des Flusses Svir ist der Magnesiumdiopsid ebenfalls allotriomorph und häuft sich in gesonderten Arealen an, die mit Feldspatarealen wechseln; in gröberkörnigen Ausbildungsformen derselben Gesteine ist er idiomorph, fast immer von einem Mantel von grünbrauner Hornblende umgeben und zeigt dieselben Veränderungsphänomene, wie auf Föglö. Die Farbe ist hellbräunlichrosa am Rande bis fast farblos im Kern der Individuen, aber mit sehr allmählichen Übergängen. Pleochroismus nicht bemerkbar. Der Winkel der optischen Achsen schwankt von fast Null bis zu etwa 75^0 und wird größer in dem Maße, wie die Farbe dunkler wird. In den farblosen Zentren öffnet sich das Kreuz der Interferenzfigur oft kaum merklich in der Diagonalstellung. Die Achse A ist stärker dispergiert als die Achse B und ändert ihre Lage mehr als doppelt so stark mit der Veränderung des Achsenwinkels. An einem Individuum wurde im Kern $2E = 48^0 42'$, am Rande $2E = 73^0 8'$, beide mit $\varrho < v$ gemessen. Die

äußersten Werte, die beobachtet wurden, waren $2E = 15^0 36'$, und $2E = 73^0 14'$, wobei auch die umgekehrte Dispersion $\varrho > v$ zur Beobachtung kam. $\gamma - \alpha = 0.024$. Die volle Aufklärung über das Schwanken des optischen Achsenwinkels fand WAHL bei dem Studium des von E. COHEN beschriebenen Diabas von Richmond in der Kap-Kolonie. Der Magnesiumdiopsid ist hier allotriomorph, z. T. fast farblos im Zentrum, lebhaft rosa am Rande, z. T. gelblichgrün. Die hellen Körner haben großes 2V und zeigen keine allmählichen Übergänge von großem zu kleinem Winkel der optischen Achsen; die grünen Körner zeigen bei kleinem 2V allmähliche Veränderungen des Achsenwinkels. An einem grünlichen Korn wurde $2E = 31.5^0/_0$ im Maximum gemessen und die Hyperbeln waren in der Diagonalstellung innen rot, außen blau gefärbt. Bei Verschiebung des Präparats aus dieser Stellung sank der Wert von 2E unter immer stärker werdender Dispersion der Achsen, bis die Hyperbeln sich zum Kreuz schlossen und nun die diametral gegenüberliegenden Quadranten der einachsigen Interferenzfigur in der Richtung der ursprünglichen Achsenebene blau, in der dazu senkrechten rot waren. Bei weiterer Verschiebung des Präparats öffneten die Hyperbeln sich in der zur ursprünglichen Lage der Achsenebene senkrechten Richtung und waren nun blau innen, rot außen. Es gingen also die blauen Achsen zuerst aus der ursprünglichen Ebene durch den Nullwert in die dazu senkrechte über, in der der Winkel 2E dann bis zu 20.5^0 wuchs. Die Bissectrix schien bei diesen Veränderungen ihre Lage nicht zu ändern. Bei dieser zweiten normalsymmetrischen Achsenlage mit der Dispersion $\varrho < v$ liegt die Achsenebene also ebenso wie in den rhombischen Pyroxenen bei gleicher Orientierung des stumpfen Prismenwinkels mit dem der monoklinen Pyroxene. — Diese Beobachtungen zeigen deutlich, daß die Magnesiumdiopside nicht eine bestimmte, fest abgegrenzte Species und nicht das Endglied einer Reihe, etwa der Diopsid-Hedenbergitreihe, sind, denn dann müßten die optischen Konstanten keine oder doch nur geringe Variationen zeigen, sondern eine Mischungsreihe darstellen, deren Endglieder noch nicht bestimmt sind. Für die Mitteilung der weiteren Diskussion dieser überaus interessanten Beobachtungen und eine daraus abgeleitete Neugruppierung der monoklinen Pyroxene ist hier nicht der Ort und es muß auf die Originalarbeit verwiesen werden. Hier sei nur noch angeführt, daß WAHL das Verhalten des Magnesiumdiopsids in den Kongadiabasen TÖRNEBOHM's analog dem der Vorkommnisse auf Föglö und am Svir-Flusse fand mit zwischen fast Null und 60^0 bis 70^0 schwankendem Werte von 2E. Bemerkenswert ist ferner die Tatsache, daß WAHL auch die Achsenwinkel der mit dem Magnesiumdiopsid vergesellschafteten dunkleren Augite kleiner fand, als sie in den Diopsiden und Augiten zu sein pflegen. — Wenn WAHL die Lamellierung gewisser Magnesiumdiopside nach der Basis (Föglö, Svir) für sekundär und nicht für den Ausdruck einer polysynthetischen Zwillingsbildung auffassen konnte, so darf diese Beobachtung nicht verallgemeinert werden. Er selbst beobachtete die primäre Zwillingslamellierung nach (001) an

dem Magnesiumdiopside eines Diabasgesteins von Pieni-Perävaara in Russisch-Karelien, Gouv. Archangelsk, mit $2E = 29^0$. Es wird nun eine der nächsten Aufgaben sein müssen, die Verbreitung der Magnesiumdiopside in den Basalten und Melaphyren, sowie in den Gabbros zu verfolgen und festzustellen. Der von mir vor längeren Jahren ausgesprochenen Ansicht, daß die Häufigkeit des Olivins in den Basalten gegenüber der Seltenheit dieses Minerals in den Diabasen durch die weite Verbreitung der Magnesiumdiopside in dieser Gesteinsfamilie bedingt sei, schließt sich Wahl an. Man wird also mit einiger Aussicht auf Erfolg die olivinfreien Basalte nach dem Vorkommen des Magnesiumdiopsides prüfen können. Tatsächlich ist der Augit des olivinfreien Dolerits vom Taufstein am Frauenberge, Breitfirst, kalkarm. In den nordenglischen olivinfreien Basalten wies ich bereits in der 3. Aufl. d. Buches den Magnesiumdiopsid nach. — Sehr verbreitet ist der Magnesiumdiopsid in Diabasen und Bronzitdiabasen der Gegend von S. João d'El Rey, Ayuruoca, Baependy, Sta. Rita do Rio Abaixo und Sta. Anna do Garambé in Minas Geraes, die ich Herrn Carlos Nunes Rabello verdanke, mit 2E wechselnd von fast 0^0 bis etwa 50^0; ebenso in Diabasen von Villa Xiririca und Iguape in S. Paulo, Brasilien, im Diabas der Hudson River Palisades oberhalb New York, im Olivindiabas von Madison Co. Mo., im Hypersthendiabas von Yettsburg, Pa., in den Diabasen von Mount Wellington, Bothwell ($2E = 0^0$) und Hobart in Tasmanien, im Basalt von Mount Horror und im Dolerit von Launceston, die mir Herr Twelvetrees schickte. Osann gibt eine genaue Beschreibung des Vorkommens an der letztgenannten Lokalität, dessen Magnesiumdiopsid teils einachsig, teils zweiachsig mit kleinem Achsenwinkel und normalsymmetrischer Lage der Ebene der optischen Achsen gefunden wurde.

Rhombische Pyroxene, welche teils dem Hypersthen, teils dem Bronzit, recht selten wohl dem Enstatit angehören, kommen in idiomorphen Individuen in einer eigenen Abteilung der Basalte, Melaphyre und Diabase vor, die nach dem Gehalt an diesen Mineralien benannt wird und deren Verbreitung an späterer Stelle mitgeteilt werden wird. An solchen Hypersthenen in den Basalten des Crater Lake, Yellowstone National Park, die in Drusenräumen frei auskristallisiert waren, beobachtete Patton die Formen (100) (010) (110) (210) (310) (102) (121) (322). In wechselnder und nicht wesentlicher Menge, und dann meistens in hypidiomorpher Ausbildung begegnet man ihnen neben Augit in vielen europäischen Basalten (Sababurg in Habichtswalde, Maintal, Rhön). O. v. Linstow gibt rhombischen Pyroxen im Basalt von Gottsbühren im Reinhardswalde, Reuber in solchen von Homberg an der Efze in Hessen, Stark in solchen von der Insel Ustica an. — In gewissen grönländischen Eisenbasalten ersetzt der Bronzit den Augit fast vollständig und erscheint alsdann in spärlichen Einsprenglingen und als wesentlichster Gemengteil der Grundmasse. Er wurde in diesen Gesteinen zuerst von Törnebohm beobachtet, dann von Steenstrup (per-

sönliche Mitteilung) nachgewiesen. M. Belowsky gibt ihn als sehr spärlich in westgrönländischen Basalten an. A. v. Lasaulx erwähnte Bronzit schon 1873 aus Basalt von Castelvecchio im Vicentinischen. Bedeutsam ist die Beobachtung Rinne's, daß in vitrophyrischen Basalten, die noch keinen Augit enthalten, Hypersthen häufig ist, während an demselben Vorkommen (Buschhorn bei Neuenhain, Hessen) die glasarmen Ausbildungsformen des Basalts reichlich Augit führen. — Daß solche, nicht idiomorphe, vereinzelte Körner von rhombischen Pyroxenen durch Korrosion der Olivinfelsknollen durch das Basaltmagma aus diesen in das Gesteinsgewebe der Basalte hineingerieten, wird von Arthur Schwantke, der die Erscheinungen aus dem Basalte der Badensteine im Burgwalde bei Marburg beschrieb, ebenso wie sie später W. Schultz vom Weinberge bei Homberg an der Efze schilderte, überzeugend nachgewiesen. In solchen Fällen ist der Bronzit randlich durch die Korrosion des Basaltmagmas stark verändert und um ihn herum hat sich bald gegen den Basalt hin eine Schale aus einem wirren Aggregat von Olivin gebildet, oder der Bronzit umgibt sich mit einem Zaun parallel zu ihm geordneter Augitmikrolithe. Zwischen Augit und Bronzit liegt dann eine trübe Schale, die aus z. T. unbestimmbaren winzigsten Körnchen besteht, unter denen Olivin und Pyroxen erkannt werden konnten, während andere den Eindruck von Schlackenteilchen machen.

Daß basaltische Hornblende* gelegentlich als Einsprengling auftritt und dann fast immer stark abgeschmolzene Formen besitzt, ist aus dem Westerwalde und Siebengebirge längst bekannt. Sie wurde von Möhl im Basalte von Scheidsberg bei Remagen und dem Eisenbahneinschnitte zwischen Heynewalde und der Zittau-Großschönauer Chaussee in Sachsen, von Scharizer (mit abnormer Absorption) im Basalt von Jan Mayen, von K. Hofmann in Bakonyer Basalten, von Vélain in solchen von Aden und dem Krater Commerson auf La Réunion, von Budai bei Rakotytyàs am Fuße des Mitacs in der Hargitta, von van Werveke in Palma, von Pabst am Paß zwischen Imari und Arita in Japan nachgewiesen. Sie trägt allenthalben den Charakter eines fremdartigen Gemengteils und mit Recht sagt Chelius gelegentlich des hornblendeführenden Basalts vom Dolmesberg in Mainzer Eichen (Hessen-Darmstadt): »Hornblende kommt nur an der Stelle im Basalt vor, wo abnorme Verhältnisse vorliegen.« Gewissermaßen als Vertreter des fehlenden Olivins nennt Hibsch die Hornblende in Schlottbasalten NO. Parlosa und S. der Güntersdorfer Straße, sowie im Strombasalt östlich von Haberndorf in der Gegend von Tetschen. Ebenso fand Hazard, daß Hornblende und Olivin in ihrer Summe in gewissen Lausitzer Basalten konstant seien, daß aber die Hornblende fast nur in den »Stielbasalten«, der Olivin in den Deckenbasalten zu finden sei. Die Gangbasalte verhalten sich wie die Deckenbasalte, ebenso

* Nicht hierher gehören natürlich Hornblenden, welche mit andern Mineralien in Drusen von Basalten aufgewachsen erscheinen, dem Gesteinskörper selbst fehlen. Streng fand solche z. B. im Dolerit von Londorf.

die Quellkuppen. Im allgemeinen ist ihr regelmäßiges Auftreten mit dem Eintritt von etwas Nephelin begleitet und die an späterer Stelle zu besprechenden eigentlichen Hornblendebasalte gehören daher mit großer Wahrscheinlichkeit sämtlich zu den Effusivgesteinen der Alkalimagmen. Man wolle aus den obigen Fundortangaben entnehmen, daß die Mehrzahl in unbezweifelten Provinzen der Alkaligesteine auftritt. In kleinen Mengen erscheint sie akzessorisch in Lappen und Fetzen im nordenglischen olivinfreien Gangbasalt. — Man kann recht gut zweierlei Hornblende in den Basalten unterscheiden. Im einen Falle stellt sie, so in den eigentlichen sog. Hornblendebasalten, einen sehr alten intratellurischen Gemengteil dar und zeigt dann auch in der Mehrzahl der Fälle Resorptionserscheinungen. Deutlich zeigen das auch Hazard's Schilderungen der »Stielbasalte«. Die Hornblende in diesen Lausitzer Stielbasalten zeigt zunächst eine peripherische Bräunung; dann entwickelt sich randlich ein Aggregat unregelmäßig lappiger, leicht mit Salzsäure zersetzbarer, brauner Glimmerblättchen, mit geringer Auslöschungsschiefe in lichtem Augit, der nicht aggregatförmig ist, sondern ein skelettartiges Individuum darstellt. Häufig sind in diesem Augit zwei Zonen vorhanden, eine äußere mit Eisenerz und eine innere mit Biotit poikilitisch durchwachsene. Im Kern ist bisweilen noch Hornblende erhalten, bisweilen fehlt sie ganz. — Im andern Fall ist die Hornblende eine späte Bildung im Gestein und dann fehlen die Resorptionserscheinungen. So tritt sie nach Chelius im Odenwald in Basaltgängen, an Basaltgrenzen, in der Nähe von Einschlüssen auf.

Artini beschreibt aus dem Val Dritta am Monte Baldo einen normalen Basalt, in welchem um helle Flecken, die er für zeolithisch erfüllte Mandeln hält, Zonen von 1—4 mm Durchmesser sich finden, in denen der Augit durch braune basaltische Hornblende vertreten wird. Er hält diese Hornblende gewiß mit Recht nicht für eine alte Ausscheidung. Man denkt unwillkürlich an resorbierte Einschlüsse. Auch die von Artini beschriebenen Strukturänderungen sprechen für eine solche Deutung.

Wo Amphibol neben stets vorwiegendem Augit als sicher oder wahrscheinlich primärer Gemengteil von Diabasgesteinen auftritt, hat er wohl fast stets braune Farbe, wie in den Basalten, selten grüne und bildet bald selbständige prismatische Individuen, die in der Prismenzone idiomorphe Begrenzung zeigen, sich aber terminal gern unregelmäßig ausfasern oder zackig enden, oder er ist auf das innigste mit dem Augit verwachsen. Dann umrandet er den letzteren gern in paralleler Stellung (beide Mineralien haben b und c gemeinsam) und grenzt sich nach innen gegen den Augit, nach außen gegen die übrigen Gemengteile regellos ab (Kürenz bei Trier), oder er ist nach außen durch (110) und (010) gesetzmäßig begrenzt (Leogang im Salzburgischen), oder endlich er bildet kleine blättrige und fetzenartige Einschlüsse im Augit (Stiebitz und andere Orte in der Lausitz). Nach C. A. Müller ist diese gesetzmäßige Verwachsung von braunem Amphibol und Diabas-

augit recht verbreitet in den unterdevonischen Diabasen Ostthüringens. Daß primärer Amphibol auch in jetzt amphibolfreien Diabasen in früheren Entwicklungsstadien des Gesteins gelegentlich vorhanden war, kann man aus der dem Amphibol entlehnten Form eigentümlicher Aggregate von Augiten und Magnetitkörnern mit andern Substanzen erschließen, welche hie und da vorkommen*, noch deutlicher daraus, daß bisweilen in einem und demselben Diabasgang hier der normale Augit allein, dort ihn mehr oder weniger vollständig ersetzend der braune Amphibol auftritt. Hobbs beschreibt ein derartiges Vorkommen aus der Gegend von Boston. — Verwachsung von brauner und grüner Hornblende miteinander und mit Augit beschreibt Ransome aus Olivindiabas von Bonita Point am Golden Gate, Kalifornien. — Mit abnehmender Frische geht die braune Farbe des Amphibols in Grün über und es tritt eine eigentümliche Auflockerung und eine Zerfaserung parallel der Prismenachse ein, so daß ein ursprünglich kompakter brauner Kristall in ein Bündel mehr oder weniger paralleler aktinolithartiger, schwach pleochroitischer, hellgrüner oder fast farbloser Kristallnadeln — die sogenannte schilfige Hornblende — übergeht, welche durchaus ähnlich und wohl kaum zu unterscheiden ist von dem Uralit. Ihren Abschluß findet diese Umwandlung in der Chloritbildung, ebenso wie bei Uralit. — Verhältnismäßig selten ist eine Umwandlung der Hornblende in Epidot, wobei der letztere sich gern so ordnet, daß seine Orthodiagonale parallel der vertikalen Achse des Mutterminerals liegt.

Biotit ist in unregelmäßig gelappten Blättchen, welche sich gern an den Ilmenit und Magnetit anheften oder zwischen die Pyroxene der Grundmasse einklemmen, gar nicht selten, wenn auch die Menge desselben meistens nur eine verschwindende ist. Er ist stark pleochroitisch zwischen hellrötlichbraun und gelb oder graulichgrün bis olivengrün. Auch in der Literatur wird er öfters erwähnt, so von Gümbel (Wenneberg-Gang im Rieß), Niedzwiedzki (W. von Brechos und W. von Palaeopolis in Samothrake), Lang (Hohenhagen bei Dransfeld), Berwerth (Jan Mayen), Doelter (Cap Verde-Inseln), Bücking (Rhön), Eichstädt (Schonen), W. Schultz und Max Bauer (Homberg an der Efze). Doch scheint das in braunen Fetzen auftretende Mineral nicht

* Schwerdt beschreibt ein Diabasgeschiebe aus dem Pa-tau-hó in China, welches kleine braune Hornblendeprismen nur in und um Calcitkörner enthält, welche als primär angesehen werden. Der Amphibol fehlt dem Gestein sonst durchaus.

Frosterus beschreibt einen über 15 km langen Diabasgang aus dem Skjärgård von Åland, von teils ophitischer, teils hypidiomorph-körniger Struktur, und in letzterem Falle quarzreich. Der Feldspat ist Labradorit $Ab_1 An_2$ von roter Farbe und idiomorph, der Augit teils grünlichweiß, teils violett und allotriomorph gegen Feldspat. Die Augite sind stark umgewandelt und zwar, wenn die Umwandlung von innen begann, in ein fasriges Aggregat von Tremolit und Aktinolith mit Streifen von Erzpartikeln; bei weiterem Fortschritt des Prozesses setzen sich diese Amphibole in Chorit um. Beginnt die Umwandlung des Augits von der Peripherie her, was jedoch nur in den quarzreichen Typen des Gesteins der Fall ist, dann entsteht stark pleochroitische, kompakte, braune Hornblende, die sich weiter in Chlorit und Biotit umsetzt. Dieser braune Amphibol findet sich ausnahmslos nur da, wo der Augit gegen Quarz anstößt.

immer Glimmer zu sein, worauf auch EICHSTÄDT hinweist. HIBSCH fand Biotit reichlich und zwar jünger als den Feldspat in einem basaltischen Gestein am rechten Elbufer an der Südgrenze des Blattes Aussig. — BUCCA beobachtete in Drusen und im eigentlichen Gesteinsgewebe eines Basalts an der Straße von Sessa unter Sipiciano bei Roccamonfina hexagonale Glimmerblättchen, die von breitem (110) und sehr schmalem (010) begrenzt werden. Ihr Achsenwinkel ist klein, die Dispersion stark, die Bissectrix merklich schief auf (001), die Achsenebene senkrecht zu (010). Danach ist dieser Glimmer Anomit. — Unter denselben Verhältnissen fand LINDGRÉN den Anomit in Poren eines Basalts von Calamajuet in Baja California. Die von HIBSCH und BUCCA beschriebenen Vorkommnisse möchte ich unbedingt für Trachydolerite halten. — In manchen niederhessischen Basalten wird der Biotit so reichlich, daß BAUER und seine Schüler geradezu von Glimmerbasalten sprechen, ebenso wie sie biotitreichere Diabase des rheinischen Schiefergebirges Glimmerdiabase nennen.

In den Diabasen begleitet der Biotit gern die Hornblende in allotriomorphen Blättchen, die bald selbständig im Gestein liegen, bald randlich mit Augit verwachsen oder von diesem ganz eingeschlossen sind. Wenn man von den Olivindiabasen absieht, welche bei grobkörniger Ausbildung wohl allgemein primäre Hornblende und primären Biotit führen, so begegnet man dem Glimmer vorwiegend in solchen Diabasen, welche nach ihrer Lagerung metamorphosierenden Einflüssen ausgesetzt waren (Lausitz, Harz). Mit einer an Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit ist der Biotit dort als sekundär zu betrachten, wo er eingebettet in Chlorit in so unregelmäßiger Begrenzung vorkommt, daß er geradezu in den Chlorit zu verfließen scheint, und diese Art des Vorkommens ist die bei weitem häufigste. — Nicht allzu selten begegnet man auch dem Biotit in rosettenartigen Aggregaten mit dem Magnetit und Ilmenit der Diabase verwachsen, analog wie bei den Gabbros.

Der Olivin ist in den weitaus meisten basaltischen Gesteinen als wesentlicher Gemengteil vorhanden. Parallelisiert man daher die neovulkanischen Basalte mit den paläovulkanischen Diabasen, so muß man als unterscheidend hervorheben, daß in diesen die olivinfreien, in jenen die olivinhaltigen Typen herrschen. Die Menge desselben wechselt sehr. Ausnahmsweise bildet Olivin den herrschenden Gemengteil; so beschreibt VÉLAIN von La Réunion Basalte von solchem Olivinreichtum, daß sie in serpentinisiertem Zustande vollkommen den Serpentinen ähneln, und E. DANA fand ihn bis zu 50% betragend in basaltischen Laven der Sandwich-Inseln, deren spez. Gew. infolge davon auf 3.20 steigt und dasselbe berichten KLAUTZSCH und JENSEN von manchen Laven der Samoa-Insel Savaii. Das ist in den effusiven Basalten derselbe Vorgang, wie die Abscheidung der Peridotite aus den Gabbromagmen. Gesteine dieser Art sind keine eigentlichen Basalte mehr, sondern schließen sich an die Ergußgesteine mit lamprophyrischem Charakter an. Durchschnittlich bleibt der Olivin an Menge hinter dem

Augit und Feldspat zurück. Am geringsten pflegt seine Menge bei den hypidiomorph-körnigen und doleritischen Typen der Familie zu sein. Da Olivin wesentlich eine isomorphe Mischung von Fayalit und Forsterit darstellt, so ist es leicht verständlich, daß je nach dem Mischungsverhältnis dieser beiden die chemische Zusammensetzung eine sehr verschiedene ist. Man wird sagen dürfen, daß sehr eisenreiche Glieder häufiger sind, als sehr eisenarme. — Auch der Olivin tritt entweder in zwei Generationen oder nur in einer Generation auf; in letzterem Falle fehlt die jüngere Generation.

Die Olivineinsprenglinge sind bald idiomorph in den Bd. I. 2. 4. Aufl. S. 154 angegebenen Formen und gern gestreckt parallel der vertikalen Achse, in glasreichen Basalten bis zur Bildung langer Nadeln, oder ihre Gestalt ist durch magmatische Resorption mehr oder weniger, oft bis zu vollkommener Körnerform verunstaltet oder durch tiefere und flachere Einbuchtungen gestört. Als Regel darf man es aussprechen, daß der Idiomorphismus des Olivins im umgekehrten Verhältnis zur kristallinen Entwicklung des Gesteins steht.* Neben den größeren Individuen älterer Bildung kommen auch gelegentlich Wachstumsformen des gleichen Alters vor, welche ebenso wie jene durch ihr Auftreten als Einschlüsse in den Augit- und Feldspateinsprenglingen ihr hohes Alter beweisen. Zwillingsbildungen nach dem Grundbrachydoma (011) sind nicht selten. Rinne fand daneben auch solche nach (012) im Basalt von Brackeberg, Soellner solche nach (021) im Basalt des Mittelberges bei Oberriedenberg und Drillinge nach demselben Gesetz am Wilhelmstopfelküppel bei Oberbach in der südlichen Rhön. Doss glaubt in syrischen Basalten vom Haurán Zwillingsbildung nach (110) nachweisen zu können.

Die Spaltbarkeit des Olivins zeigt sehr wechselnde Vollkommenheit und pflegt um so deutlicher zu sein, je frischer das Mineral ist; mit beginnender Umwandlung, zumal dann, wenn diese zu Serpentin führt, treten durch die mit solchen Vorgängen verbundene Volumzunahme unregelmäßige Sprünge an die Stelle der Spaltrisse. Neben der normalen Spaltung nach den Pinakoiden glaubt Berwerth auch eine solche nach (101) beobachtet zu haben.

Im durchfallenden Lichte ist der Olivin bald vollkommen farblos, bald hellgrünlich oder hellgelblich. Ob letztere Farben ursprünglich seien oder auf beginnende Veränderungen hinweisen, ist schwer zu entscheiden. Daß ein zonaler Wechsel dieser Töne bisweilen vorkommt, macht die erstere Annahme für gewisse Fälle wahrscheinlich. Dagegen ist die bei Basaltolivinen sehr verbreitete, durch Glühen ja auch künstlich hervorzurufende, rote bis rotgelbe Farbe sicher nicht ursprünglich, sondern durch einen Austritt des Eisens in der Form von Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd zu erklären. Die Rotfärbung beginnt vom Rande

* Bedeutsam ist nach dieser Richtung die Beobachtung Streng's, wonach die Olivine des Hauptgesteins von Londorf Resorptionsphänomene zeigen, diejenigen der tachylytischen Schlackendecke idiomorph und ohne Resorptionsphänomene sind.

und von Spalten aus und schreitet konzentrisch nach innen fort. Dadurch kommt es, daß oft kleinere Kristalle durchweg rot gefärbt sind, während größere noch einen farblosen Kern haben.

Von Interpositionen enthalten die Olivine gern typische oder wie bei Augit schlackig veränderte Glaseinschlüsse und solche von Flüssigkeiten (unter diesen beobachtete Trippke im Gröditzberger Basalt auch liquide Kohlensäure) in Schnüren und auf Ebenen geordnet, seltener die bei Olivingabbros häufigen kristallitischen und trichitischen Gebilde. — Als ganz besonders charakteristische Einschlüsse pflegt man bald vereinzelt, selten in Häufchen zusammengedrängte Kriställchen von regulärer Form zu betrachten, welche gemeinhin als Picotit bezeichnet werden. Dieselben zeigen oft die Oktaëderform, oft Würfelform und sind meistens braun in verschiedenen Tönen, hie und da auch grüngelblich oder farblos durchsichtig. Daß sie Spinelliden (Picotit, Chromit, Pleonast) angehören, ist in einzelnen Fällen sicher nachgewiesen, in andern sehr wahrscheinlich. Daß indessen auch unter den braun durchsichtigen solche vorkommen, in welchen kein Chrom nachweisbar ist, fand van Werveke bei Basalten (? Trachydoleriten) von Palma. Manche dieser Kriställchen haben durchaus die Eigenschaften des im Nephelin- und Melilithbasalten besonders häufigen Perowskit. — Von älteren Gemengteilen der Basalte kommen die Eisenerze, der Apatit und ausnahmsweise Zirkon im Olivin eingeschlossen vor.

Die Umwandlung der Olivineinsprenglinge in Serpentin ist in ihren ersten Stadien eine weit verbreitete Erscheinung und pflegt besonders in holokristallinen und grobkörnigen Basalten öfters bis zur vollendeten Pseudomorphose zu führen, wobei nicht selten trichitische Erzausscheidungen innerhalb des Serpentins entstehen, welche von denen der vulkanischen Gläser ununterscheidbar sind. Auch Aktinolithnädelchen sind dem Serpentin, der aus Diabasolivin entstand, nicht selten beigemengt. Vollständig pilitische Pseudomorphosen, wie sie die Lamprophyr-Olivine so gerne zeigen, beschreiben Cohen und Deecke aus einem olivinarmen Diabasgang vom Hammer-See auf Bornholm. Gewöhnlich schreitet die Serpentinisierung der Olivine von der Peripherie der Kristalle ausgehend auf den Spaltrissen und unregelmäßigen Klüften, die in Folge der Volumvergrößerung entstehen, fort. Doch beobachteten Rinne und Soellner eine zentrale oder partielle Umwandlung des Olivins in Serpentin, wobei dieser sich scharf gegen den unveränderten Olivin nach der Trace von (021) abgrenzte in Basalten des Weser-, Werra- und Fulda-Gebiets und in der Rhön. — Seltener ist die Umwandlung in radialstrahlige grüne Massen mit den Eigenschaften des Delessit oder Grengesit, welche zuerst von Zirkel aus Basalten von Arthur's Seat und Moss (?) in Norwegen beschrieben wurde. Karbonatausscheidungen begleiten diese Prozesse nur selten. Boule fand sie im Zentrum von Serpentinpseudomorphosen in miocänen, älteren Basalten (? Trachydoleriten) des Velay. — Nach Törnebohm's Angabe wurde auch in dem Hellefors-Typus der schwedischen Diabase der Olivin in ein Gemenge

von schuppigen chloritischen Substanzen, die sehr fein mit Magnetit durchsprengt sind, und Aktinolith umgewandelt. — Die weitere Verwitterung der chloritischen und serpentinartigen Substanzen führt schließlich zu Gemengen von Karbonaten und Limonit, oft mit Chalcedon oder auch Quarz, die die Stelle des ursprünglichen Olivin einnehmen. —

Nicht zu verwechseln mit der sekundären Rotfärbung der Olivine, die oben erwähnt wurde, ist die Umwandlung in Iddingsit (vergl. Bd. I. 2. 4. Aufl. S. 159). Diesen Vorgang beschrieb zuerst Iddings in Basalten des Eureka-Distrikts, Nevada. Es ist dieselbe Pseudomorphose, welche Arnold Bemrose aus tholeiitischen Melaphyren von Derbyshire unter dem Namen der Potluck- und Peak Forest-Pseudomorphose schilderte. Sie ist so verbreitet, daß es der Angabe einzelner Fundorte nicht bedarf.

Eine Ersetzung des Olivins durch Opal beobachtete Kolenko auf der Bank's Halbinsel und Schwantke in Tuffen der Gegend von Opleiden in Hessen. — Knapp nennt zunächst Nigrescit, dann Chlorophaeit als Umwandlungsprodukt des Olivins in Basalten des Frauenberges (Breitfirst) und gibt auffallenderweise Tridymit als Neubildung bei diesem Prozeß an. — Pseudomorphosen von Calcit nach Olivin direkt oder auch durch Vermittlung eines Serpentinstadiums bespricht R. Brauns aus Diabasen der Gegend von Amelose und Bottenborn im hessischen Hinterlande. — A. Geikie erwähnt Umwandlung des Olivins in Hämatit aus dem Diabas von St. Davids in Wales und auch Bergeat beobachtete diese Pseudomorphose in basaltischen Laven des Stromboli und des Izalco in Guatemala. — Eine oft nur partielle Umrandung der Olivine in den Basalten des Crater Lake, Yellowstone National Park, durch Magnetit, die bis zur Verdrängung des Olivins sich steigern kann, deutet H. B. Patton als magmatische Resorption. — Nach Hoppe kommt eine echte Pseudomorphosierung des Olivins in opakes Brauneisenerz im Basalt des Cerro de Guadalupe bei Puebla in Mexiko vor. Sie beginnt mit dem Auftreten sehr zahlreicher kleiner Ätzgrübchen parallel zur Basis, die Hoppe in Schnitten nach (010) durch Ätzen mit Salzsäure nachahmen konnte. Dann werden die Kristalle von hier aus rot, wobei die unveränderten Teile der Kristalle farblos bleiben, selten zunächst grün gefärbt werden. — Renard gibt Umwandlung des Olivins in Hornblende mit gewissem Vorbehalt aus Basalten von Ascension, Artini solche in Biotit von Monte Castellaro und Ronco im Veronesischen an. Vielleicht handelt es sich hier um Iddingsit. — Eine sehr auffallende Pseudomorphose von Epidot nach Olivin beschreibt Bergt aus Melaphyren der Sierra Nevada de Santa Maria in Columbien. — Rinne fand den Olivin der basaltischen Decken des Dachberges bei Rasdorf in der Rhön randlich in eine isotrope, mit Salzsäure leicht gelatinierende, Fe- und Mg-haltige Substanz umgewandelt, welche er für Glas halten möchte, das durch magmatische Wiedereinschmelzung des Olivins entstanden wäre.

In den Hohlräumen miarolitischer Dolerite aufgewachsene Olivine erwähnt G. vom Rath von Tiberias in Palästina.

Eine Wiederkehr der Olivinbildung in der Effusionsperiode der Basalte kommt vor, ist aber keineswegs eine häufige Erscheinung. Er hat dann gern die oft beschriebenen Wachstumsformen oder bildet mikrolithische Kriställchen mit großen zentralen Glaseinschlüssen. Letzteres ist besonders in vitrophyrischen Basalten häufig und hier dürften diese Olivingebilde kaum als eine jüngere Generation aufzufassen sein. Wahrscheinlicher ist das jugendliche Alter der Olivinmikrolithe in den ganz oder nahezu holokristallinen Basalten; sehr schön wurden solche in den Basalten von Urawáli im Kaukasus und von Khazé auf Pantelleria (? Trachydolerit) beobachtet. Bier gibt sie aus dem Vulkangebiete von Bal Haf und Bir 'Ali an der südarabischen Küste zwischen Aden und Makalla an. — Nicht zweifelhaft ist das hohe Alter mikrolithischer Olivine, welche mehrere Beobachter in den porphyrischen und vitrophyrischen Grenzfacies von olivinfreien Diabasen beobachteten, so auch Stecher an schottischen Vorkommnissen. Das beweist die ursprüngliche Ausscheidung und spätere Wiederauflösung des Olivins in den Diabasmagmen und erklärt den hohen Mg- und Fe-Gehalt der Diabaspyroxene, die in späteren Entwicklungsstadien an die Stelle des Olivins traten. Die Tatsache dieser frühen Bildung der Olivine in der Grenzzone der schottischen Diabase ist um so wichtiger, als diese bis zu 7% mehr Kieselsäure enthalten, als die olivinfreien Zentren der Intrusivlager. Das entspricht dem Vorkommen des Olivins in den sauren Gläsern der granitischen Effusivmagmen und seinem Fehlen in den mehr oder weniger kristallinen Entwicklungsformen derselben.

Alle Basalte, Melaphyre und Diabase, von gewissen Tuffbildungen abgesehen, enthalten mehr oder weniger reichlich Magnetit oder Ilmenit, oder beide dieser Mineralien als wesentliche Gemengteile. Beide sind gelegentlich in zwei Generationen da, einer intratellurischen von sehr hohem Alter, und einer jüngeren der Effusionsperiode. Daß der Magnetit oft titanhaltig sei, ist eine bekannte Tatsache und geht aus der gelegentlichen Umrandung durch Leukoxen sicher hervor. Der Magnetit bildet Oktaëder und Aggregate von Oktaëdern oder skelettartige Wachstumsformen, seltener unregelmäßige Körner. Bisweilen scheinen die Magnetite in Basalten und Melaphyren einen Kern von Glas oder auch von Augit oder Feldspat zu haben oder haben ihn wirklich. Auch E. H. L. Schwarz beschreibt dergleichen aus den Melaphyren der Drachenberge in Ostgriqualand. Ob hier wirkliche Einschlüsse vorliegen oder die Erscheinung durch die Schnittlage durch ein Magnetitaggregat mit zwischengeklemmtem Augit, Feldspat usw. zu erklären sei, ist nicht sicher zu entscheiden. — Die Verwitterung der Eisenerze führt zur Bildung von Eisenhydroxydhöfen, die sich oft weit von denselben weg in das Gestein hineinziehen. — Lokales Durchsichtigwerden mit roter Farbe erwähnt Rinne im Basalt des Dachberges

bei Rasdorf in der Rhön und erklärt es als eine Umwandlung in Göthit oder Eisenglimmer. Dabei bleibt oft ein widerstandsfähigeres Gerüst von Magnetit parallel den Würfelflächen zurück. Es ist nicht unmöglich, daß man die Menge des Magnetits oft bedeutend überschätzt; was bei schwacher Vergrößerung als undurchsichtiger Magnetit erscheint, wird bei hinreichender Vergrößerung oft braun durchsichtig und dürfte zu den chromhaltigen Spinelliden gehören (Scheidsberg, Finkenberg u. a. rheinische Basalte). — Der Ilmenit bildet die bekannten hexagonalen, durch $\varkappa$ $(10\bar{1}1)$ (0001) (Knapp gibt vom Frauenberge (0001) $(10\bar{1}1)$ mit Streifung nach $\varkappa$ $(10\bar{1}1)$ auf (0001) als Kristallform an) begrenzten oder unregelmäßig gelappten Tafeln, oder erscheint in der Form braundurchsichtiger Titaneisenglimmerblättchen. Auch die größeren opaken Kristalle laufen gar oft in solche durchsichtige Täfelchen aus. Die zumal in der intersertalen Mesostasis verbreitete jüngere Generation von Ilmenit wird oft ganz von solchen durchscheinenden Blättchen in mancherlei skelettartiger Aggregation gebildet. Besonders schön trifft man diesen durchsichtigen Ilmenit in den Gesteinen vom Meißner, von Londorf, vom Stephanshügel bei Limburg, Westerburg u. a. O. — Das Zusammenauftreten von Ilmenit und Magnetit wurde mehrfach direkt erwiesen (Bücking) oder sicher beobachtet, so z. B. von Vélain in Basalten von St. Paul, von Hofmann, der auch wohl zuerst auf die Durchsichtigkeit des Ilmenits aufmerksam machte, in Bakonyer Basalten. Dieser Autor glaubt gefunden zu haben, daß in der Umgebung des Plattensees die kleineren Basaltmassen und die oberen Teile größere Basaltkegel und Plateaus titanhaltigen Magnetit (er nennt ihn Iserin), die basalen Teile Ilmenit, die mittleren beide Mineralien enthalten. Er sucht dieses Verhältnis dadurch zu erklären, daß er annimmt, bei kleinem Druck sei titanhaltiger Magnetit, bei großem Druck Ilmenit die schwerer lösliche Verbindung. Es gibt also einen Umkehrpunkt der Löslichkeit dieser Verbindungen im Basaltmagma; wo dieser vorhanden ist, scheiden sich beide Verbindungen aus. Daher enthielten auch nach seiner Ansicht mit Vorliebe die doleritischen und anamesitischen Varietäten Ilmenit, die aphanitischen titanhaltigen Magnetit. E. Sommerfeldt bestätigte die Angaben Hofmann's und wies in dem Ilmenitglimmer über 10% MgO nach. Das entspricht den altbekannten Angaben über hohen Magnesiagehalt in dem undurchsichtigen Ilmenit mancher Diabase. — Auch nach M. Bauer ist in Niederhessen der Dolerit durch Ilmenittafeln, der Basalt durch Magnetit charakterisiert. Doch bildet hier der Dolerit nie Gänge oder primäre Kuppen, sondern nur Ströme. Dagegen bestreitet Bauer die von Streng und Sandberger betonte höhere Acidität der Dolerite und das stets höhere Alter der Basalte. Übergänge von Basalt in Dolerit beobachtete er nicht. — In den Diabasen scheint der Ilmenit häufiger zu sein als der Magnetit, der indessen hier ebenso, wie in Basalten und Melaphyren, nach seinen Verwitterungs- und Umwandlungsprodukten ziemlich regelmäßig titanhaltig ist. Sandberger glaubte nach dem titanhaltigen Magnetit die eigentlichen (devonischen) Diabase von

den silurischen (mit Ilmenit), die er Paläodolerite nannte, unterscheiden zu können. Dagegen sprach sich bereits Gümbel aus.

Eine höchst zierliche kristallographisch orientierte Verwachsung des Ilmenits mit Olivin wurde zuerst von H. Reusch auf Jan Mayen, dann von Schauf im Säulenbasalt von Kesselstadt bei Steinheim in der Wetterau, von Streng im Dolerit von Londorf, von E. Dana in Laven der Sandwich-Inseln, von Doss im Haurán u. a. beobachtet. Die Olivine sind dabei anscheinend immer mehr oder weniger nach der Brachydiagonale gestreckt, die Ilmenittafeln liegen parallel dem Makropinakoid des Olivins und ragen aus diesem heraus in die Gesteinsmasse hinein in oft sehr zierlichen Ketten. Auf den Ilmenittafeln stehen dann bisweilen wieder Olivinsäulchen senkrecht, an diese setzen sich in derselben Regelmäßigkeit wieder Ilmenittafeln an usf., so daß höchst regelmäßige und geordnete Olivin-Ilmenit-Systeme entstehen. — Auch mit Augit fand Streng im Londorfer Dolerit den Ilmenit gesetzmäßig verwachsen; seine Tafeln ragen aus der Pyramide ($\bar{1}11$) heraus und liegen parallel dem Orthopinakoid (100). — Eine zu der Längsrichtung der Plagioklase senkrechte Anordnung des Ilmenits beschrieb Harker aus Olivindiabas von Plas Newydd auf Anglesey. — Daß Magnetit vielfach mit Ilmenit verwachsen ist, erkennt man bei Behandlung der Eisenerze dieser Gesteine mit Salzsäure.

In unfrischen Gesteinen, ganz besonders aber in den Diabasen des geschieferten Gebirges sind der Ilmenit und der Titanmagnetit mehr oder weniger in Leukoxen umgewandelt, dessen Titanitnatur Törnebohm bereits im Jahre 1875 erkannte. Daß dieser Leukoxen teilweise zum Anatas gehöre, wurde Bd. I. 3. Aufl. p. 383 erwähnt, auch von Neef bei der Untersuchung glacialer Diabasgeschiebe vermutungsweise ausgesprochen und von Schenk in den Diabasen des oberen Ruhrtales erkannt. — Nach C. A. Müller enthalten die unterdevonischen Diabase Ostthüringens nicht selten Rutil in 0,1—0,8 mm langen nelkenbraunen Prismen, die stets in den chloritischen Substanzen eingebettet sind. Auch diese dürften wohl erst aus Ilmenit entstanden und nur durch Wanderung in dem Chlorit angesiedelt sein, ebenso wie dieses beim Anatas so oft der Fall ist. — Ebenso erwähnt Gürich in der chloritischen Substanz eines wahrscheinlich zum Diabas zu stellenden Gesteins vom Raubschloß bei Nieder-Kauffung im niederschlesischen Tonschiefergebirge »farblose« Nädelchen, die sich in drei unter 60° gekreuzten Systemen schneiden und die er für Rutil hält. — G. H. Williams erwies die Umwandlung des Ilmenits in Rutilnädelchen aus einem Feldspatchloritschiefer von den Big Quinnesec Falls am Menominee-Fluß in Wisconsin, der aus Diabas hervorgegangen ist. — Pseudomorphosen von einem erst in heißer Salzsäure löslichen rhomboëdrischen Karbonat nach Ilmenit finden sich in manchen fichtelgebirgischen Devondiabasen, doch scheint dieser Vorgang recht selten zu sein.

Daß neben oder statt der Eisenerze Gediegen Eisen in kleinen Mengen und feiner Verteilung in den Basalten gelegentlich vorkomme,

ist eine alte Beobachtung. Das Auffinden der anfangs vielfach für kosmisch gehaltenen Eisenmassen bei Uifak am Blaafjeld zwischen der Laxebucht und dem Diskofjord in Grönland hat die Aufmerksamkeit von neuem auf diese Substanz gelenkt. Steenstrup gelang es, die weitere Verbreitung des Gediegen Eisen in verschiedenen grönländischen Basalten (Assuk, Mellemfjord, Jernpunten usw.) darzutun. Dasselbe wird von Graphit begleitet und bildet rundliche tropfenförmige, oder unregelmäßige eckigkörnige Massen, welche oft eine Hülle von Magnetkies haben. Moissan fand in dem Ged. Eisen von Uifak nach der Behandlung mit Salzsäure, Flußsäure und Schwefelsäure einen Rückstand von kristallisiertem Graphit, graphite foissonnant, Sapphir und unbestimmbaren Mikrolithen. — Arth. Schwantke fand ein Korn von Ged. Eisen (zwei sich berührende Kügelchen von etwa 1,4 mm Durchmesser) im basaltischen Tuffe des Hohenberges bei Ofleiden an der Ohm in Hessen. — Ebenso beobachtete Hornstein im Basalt des Bühls bei Weimar, NW. von Cassel, Massen von Ged. Eisen, die im Gewicht von etwa 600 g bis zu 1500 g schwanken, von einer Rinde aus Magnetit oder Magnetkies oder diesen beiden Mineralien überzogen sind, und im Innern eine mehr oder weniger ausgesprochene dendritische Struktur zeigen. Es sind Knollen von unregelmäßiger Gestalt, die sich bald deutlich gegen den Basalt absondern und leicht davon ablösen, bald fest damit durch Verzahnung dendritischer Äste verbunden sind. Das Eisen dieses Vorkommens ist nach Hornstein nickelfrei und daher nicht direkt mit Uifak zu vergleichen. — Der mikroskopische Nachweis des Ged. Eisen wird am besten durch Behandlung der Präparate mit Kupfervitriollösung geliefert.

Von andern zu den Eisenerzen zu rechnenden Mineralien kommt Eisenglanz in durchsichtigen Blättchen recht verbreitet, Pseudobrookit selten vor. So erwähnt den Pseudobrookit in der neueren Literatur Berwerth von Jan Mayen, Doss vom Haurán-Gebirge in Syrien, Patton aus Drusenräumen der Basalte vom Crater Lake, Yellowstone National Park.

Apatit, meistens in den bekannten farblosen langen Nadeln, seltener in dickeren Säulen mit pyramidaler Zuspitzung und oft auch mit bräunlicher, violetter oder bläulicher Färbung, sowie Zirkon, der indessen überaus selten vorkommt, zeigen die gewöhnlichen Eigenschaften. Sehr schöne Zirkone enthält der Whinsill-Diabas des oberen Teesdale. Bei Monte Corredda in der Nurra in Sardinien steht nach Viola ein stark veränderter Diabas mit Albitadern an, dessen reichliche und große Apatite zweiachsig sind mit einem Winkel der optischen Achsen von über 30°.

Eine eigentümliche Stellung nimmt der Quarz in der Familie der Basalte, Melaphyre und Diabase ein. Den normalen Typen fehlt er als ursprünglicher Gemengteil vollständig, so verbreitet er auch als Produkt der Verwitterung ist. Es gibt aber eine eigene Abteilung bei Basalten, Melaphyren und Diabasen, wo er einen wesentlichen Gemeng-

teil bildet und sich durch seine Formen und granophyrischen Verwachsungen mit Feldspat als eine zweifellose Ausscheidung aus dem Magma erweist. Die Eigentümlichkeiten dieser Quarze werden am besten später bei Besprechung der Quarzbasalte, Quarzmelaphyre und Quarzdiabase mitgeteilt werden.

An Übergemengteilen sind die Gesteine der Basaltfamilie arm. Perowskit wird von Hussak im Feldspat des Basaltes von Ban im Baranyer Comitat, von Schalch aus Basalt vom Luckberge, Blatt Glashütte, Sachsen, angegeben. — Die als Einschlüsse in den Olivinen aufgeführten Spinellide treten gelegentlich auch selbständig im Gesteinsgewebe auf; so fand Wadsworth den Picotit teils im Feldspat eingewachsen, teils selbständig im Basalt am Mount Shasta, Kalifornien. — Rutil wurde von Steenstrup als allgemein verbreitet im Bronzitbasalt von Assuk in Grönland nachgewiesen. — Tridymit ist selten (Striegau) und dürfte da, wo er vorkommt, öfters mit fremden Einschlüssen in Beziehung stehen. Tenne fand ihn auf den Wandungen kleiner Drusenräume in doleritischer Lava von Aden. Bergeat nennt ihn als reichlich vorhanden in einer Lava des Vulkans Chingo in Guatemala, die zugleich Hypersthen und viel Olivin führt und deren Feldspateinsprenglinge Anorthit sind. — Ged. Gold wurde von Collet Moulden in einem Basalt von Kangarow Island, Südaustralien, aufgefunden, ohne daß es mit Sicherheit zu unterscheiden war, ob dasselbe ursprünglicher Gemengteil oder Einschluß sei. — Pyrit ist sehr häufig in Kristallen und derben Massen vorhanden. — Granat und zwar Kalktongranat beobachtete Lawson in Gangdiabasen des Rainy Lake-Gebietes in Canada als ursprünglichen Gemengteil in den gabbroiden Zentren und noch reichlicher in den randlichen, diabasisch körnigen Facies der Gänge; dagegen fehlte der Granat vollständig in der porphyritischen Facies der Gänge. — Als sekundäre Kontaktbildung beschreibt ihn Wadsworth in Grünsteinen und Schiefern des Republic Mtn. im Iron-Distrikt des Lake Superior (Bull. Museum compar. Zool. of Harward College 1880. 45). — Titanit dürfte allenthalben sekundär aus den Eisenerzen, z. T. auch aus Biotit, Amphibol und Pyroxen entstanden sein. — Der sicher nirgends primäre Calcit findet sich nicht nur in feiner Verteilung unter den Umbildungsprodukten der Feldspate und Pyroxene, sondern oft auch in derben Massen, die nach Art ursprünglicher Gemengteile im Gesteinsgewebe liegen; das sind offenbar Pseudomorphosen nach Augit oder einem andern, vollständig zerstörten Gemengteil. Solche Calcite sind oft sehr reich an den zierlichsten Flüssigkeitseinschlüssen. — Bonney beschreibt einen bei Dhibon gefundenen Basaltblock mit Inschriften in semitischer Sprache (Moabite stone) als Plagioklasbasalt mit Calcit, der nicht durch Zersetzung entstanden sein kann, weil das Gestein durchaus frisch ist und weil seine Feldspate und Augite in den Calcit hineinragen. Er erklärt die Calcitbrocken als Einschlüsse von Kalkstein, in welchem infolge genügenden Druckes die Dissociation des Karbonats unterblieb.

Bei der Besprechung des Mineralbestandes der Basalte ist bisher mit Absicht auf die sog. »Olivinfelsknollen« keine Rücksicht genommen worden, da die genetischen Beziehungen derselben zum Basalt noch Gegenstand der Diskussion sind. Die Ansicht, daß in denselben fremde Einschlüsse in der Tiefe anstehender Gesteine zu sehen seien, welche in letzterer Zeit besonders von A. Becker, K. Bleibtreu, C. Doelter und E. Hussak verfochten worden ist, wird von mir nicht geteilt. Eine kritische Diskussion der Streitfrage liegt jedoch außerhalb der Zwecke dieses Buches. Ich halte die sogen. Olivinknollen oder Olivinfelseinschlüsse für sehr alte intratellurische Ausscheidungen aus dem Basaltmagma, welche hier ähnlich aufzufassen sind, wie die sogen. basischen Konkretionen in Graniten und andern Tiefengesteinen. Die Struktur dieser Olivinmassen ist durchweg, soweit nicht Penetrationen des Basaltmagmas in dieselben oder Schmelzränder um einzelne der Gemengteile vorliegen, die hypidiomorph-körnige Struktur der Tiefengesteine. Der Mineralbestand derselben (Olivin, Bronzit, sogen. Chromdiopsid, Picotit, Hornblende, Apatit, selten Pyrop) ist identisch mit den ältesten Ausscheidungen der Basalte. Es ist nicht zu übersehen, daß wir heute den Bronzit in früher nicht geahnter Verbreitung in Basalten kennen und es ist gewiß nicht ohne Bedeutung, daß der monokline Pyroxen dieser scheinbaren Einschlüsse identisch (auch chemisch) ist mit dem ältesten, fast immer stark korrodierten Augit der basaltischen Einsprenglinge. Daß diese bekanntlich in allen Größen und in ungeheurer Verbreitung auftretenden Olivinknollen nicht omnipräsent in den Basalten sind, erklärt sich durch die ja allenthalben, auch an den sogen. Einschlüssen selbst wahrnehmbaren Korrosionen während der Effusionsperiode des Gesteins. Wo das basaltische Magma sie an der Grenze berührte, oder auf Klüften eindrang, sind randliche Auflösungen z. T. unter Wiederausscheidung derselben oder analoger Verbindungen in anderer (mikrolithischer) Form häufig wahrzunehmen. Die Auffassung dieser Gebilde als fremder Bruchstücke einer dann notwendig mehr oder weniger kontinuierlichen Olivinfelsschicht im Innern der Erde ist trotz aller entgegenstehenden Behauptungen, Beobachtungen und Versuche (die letzteren werden unter physikalischen Bedingungen ausgeführt, welche mit der Bildung eines Basaltgesteins nichts gemein haben, als die hohe Temperatur) so lange unannehmbar, als man nicht das Fehlen derselben in Trachyten, Andesiten, Tephriten, Nepheliniten, Leucititen, ja in olivinfreien Basalten gegenüber ihrer Häufigkeit in olivinführenden Basalten, Basaniten, Nephelin- und Leucitbasalten zu erklären vermag. Sehr zu betonen ist auch das Fehlen dieser Gebilde als »Olivinbomben« um andere, als basaltische Ausbruchspunkte. Es ist jedoch nicht zu bestreiten, daß die Auffassung der Olivinknollen als intratellurischer Ausscheidungen gewisse Eigentümlichkeiten zunächst nicht zu erklären vermag. Ich rechne dahin das Fehlen dieser Gebilde im Melaphyr, den fast absoluten Mangel der Eisenerze und strukturell das Vorkommen gewisser Phänomene, die auf Gebirgsdruck als ihre Ur-

sache verweisen, so z. B. die Biegung, Knickung und Zwillingsbildung am Bronzit, die undulöse Auslöschung am Olivin usw. Das von Bleibtreu betonte häufigere Vorkommen der Olivinknollen in kleinen Kuppen und Gängen von Basalt, als in gewaltigen Decken, würde, wenn das angegebene Verhältnis besteht, sich unschwer durch die raschere Erstarrung jener Vorkommnisse und die dadurch verhinderte Resorption der scheinbaren Einschlüsse erklären lassen.

Daß durch die Einwirkung des basaltischen Magmas auf die zuckerkörnigen Olivinfelsknollen einzelne Gemengteile aus dem Verbande gelöst und dann durch die fluidale Bewegung im Magma durch dasselbe hin verteilt werden, so daß sie in dem verfestigten Basaltgestein vereinzelt hie und da angetroffen werden, ist vielfach beobachtet worden. Ebenso ist mehrfach beschrieben worden, welche Veränderungen diese den Knollen entstammenden Gemengteile erfuhren. Besonders Schwantke hat sich mit dem Studium dieser Phänomene beschäftigt, von denen oben auf S. 1183 einiges bezüglich auf die Entstehung von Augit aus den Bronziten der Knollen mitgeteilt wurde.

Diese Olivinfelsknollen sind nicht die einzigen älteren Ausscheidungen, die man kennt. In seiner inhaltreichen Arbeit über die Basalte des Weser-, Werra- und Fuldagebietes bespricht F. Rinne protogene Hornblende-Augitmassen, protogene Hornblende-Biotit-Augitmassen, Olivinknollen und gabbroartige Plagioklas-Augitmassen. Man hat also bei den Basalten dieselbe Erscheinung, wie bei den Andesiten und andern Ergußgesteinen, daß diese ältesten Ausscheidungen z. T. stofflich den älteren basischen Konkretionen entsprechen, z. T. das Basaltmagma in holokristalliner Tiefengesteinsfacies zeigen.

Als sekundäre Bestandteile der basaltischen Gesteine sind jene Mineralmassen zu erwähnen, welche zumeist in Drusen und andern primären oder sekundären Hohlräumen, auf Klüften und Sprüngen oder auch in feiner Verteilung im unfrischen Gestein selbst angesiedelt sind. Dieselben gehören zum größeren Teil den Karbonaten (Calcit, Siderit, Aragonit) oder den Zeolithen, seltener den dichten Arten des Quarzes und dem Chalcedon an. Recht verbreitet sind auch die schuppigen und fasrigen Mineralien der Chlorit-, Delesit-, Chlorophaeit- und verwandter Familien.

Außer den kristallinen Gemengteilen kommt in vielen, aber keineswegs in der Mehrzahl der Basalte und Melaphyre, recht selten in den Diabasen, eine bald rein glasige, bald mehr oder weniger devitrifizierte Basis vor; d. h. also ein an und für sich amorpher Kristallisationsrückstand des Magmas. Auch hier gilt es, wie bei den Andesiten, daß diese Basis im allgemeinen um so heller wird, je geringer ihre Menge ist. Wo dieselbe einen nennenswerten Anteil am Gestein hat, pflegt sie mit oder ohne globulitische Körnung braun bis gelb zu sein. Manche dieser basaltischen Glasbasen sind reich erfüllt mit mancherlei kristallitischen und trichitischen Gebilden, so z. B. nach Bücking in den Gesteinen von Schwarzhaupt und der Straße zwischen Hutten und Veits-

steinbach in der Rhön.* Über die chemische Natur dieser basaltischen Glasbasis wissen wir wenig, sobald man die eigentlichen Basaltgläser ausschließt. Doch zeigen eine Anzahl Analysen, so auch die in neuerer Zeit von Trenzen an niederhessischen Basalten und ihren glasigen Schlackenkrusten ausgeführten Untersuchungen, daß auch hier die Regel von der höheren Acidität der Gläser gilt. — Höchst interessant ist das Zusammenvorkommen von zweierlei Basis in demselben Gestein. So erwähnt Bücking, daß im Basalt von Schwarzenfels neben einer reichlicheren hellen, mit HCl leicht gelatinierenden, eine spärlichere dunklere, durch HCl nicht zersetzbare Basis vorhanden ist. Die letztere findet sich fast nur als Umhüllung von Aggregaten zahlreicher prismatischer Augitmikrolithe. Man wird angesichts der Beobachtungen an in Basalt eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten fremder Natur versucht, anzunehmen, daß auch hier fremde Gesteinsbrocken in eingeschmolzenem Zustande vorliegen. — Das gleiche Zusammenauftreten einer hellen Glasbasis ohne Devitrifikationsprodukte und eines kaffeebraunen Glases mit Augitkonkretionen beobachtete Franke an einem Basalt des Hundskopfes bei Salzungen. Daß die Basis unmittelbar um eine kleine Druse herum etwas andersartig war, als im Gestein, fand Doss in Basalten vom Haurán, Streng im Dolerit von Londorf.

Daß die Natur eines Glases sich während der verschiedenen Phasen der Gesteinsbildung ändert, ist selbstverständlich, und wird dadurch bewiesen, daß die Glaseinschüsse in den kristallinen Ausscheidungen oft andere Farbe haben, als die schließlich restierende Basis. Im allgemeinen ist diese letztere heller, als die Einschlüsse. Doch kommt auch das Umgekehrte vor und Cohen beobachtete z. B. helle Glaseinschlüsse im Olivin eines gelben Basaltvitrophyrs. Gerade bei Basaltgläsern wurde dieses Verhältnis mehrfach wahrgenommen. Da diese fast immer sehr erzarm sind, so könnte man die tiefere Farbe des Gesteinsglases von einer partiellen oder totalen Wiederauflösung früher ausgeschiedener Eisenerze ableiten.

Wo in einer gekörnelten Basis neben einer zweiten Generation von Feldspat und Augit auch Magnetit auftritt, zeigt sich um jeden Augitmikrolithen und jedes Magnetitkriställchen ein hellerer Kristallisationshof ohne Globulite, während bei den Feldspatmikrolithen dieses Phänomen durchaus fehlt. Die Globulite müssen danach aus Substanzen bestehen, die bei der Augit- und Magnetitbildung von den wachsenden Kristallen aufgenommen wurden, bei der Feldspatbildung aber nicht verwendet werden konnten.

Diese Basis bildet bald einen reichlichen, bald bis zur Grenze der Wahrnehmbarkeit sinkenden Kitt, in dem alle kristallinen Ausscheidungen schwimmen oder aber sie füllt mehr oder weniger vollkommen isolierte Räume zwischen den Gemengteilen der Gesteine und heißt

* Hibsch gibt an, daß die Basis der Deckenbasalte (? Trachydolerite) des böhmischen Mittelgebirges gewöhnlich farblos und apatitreich, die der Strombasalte dagegen braun und reich an Trichiten ist.

dann mit einem von Gümbel gebildeten Namen Mesostasis oder Zwischenklemmungsmasse.

J. J. H. Teall beschreibt eine eigentümliche, auch sonst wohl in der Literatur erwähnte Mandelsteinbildung an dem tholeiitischen Tynemouth Dyke in Nordengland, bei welcher die Mandelräume ganz oder teilweise mit Grundmasse (interstitial matter) erfüllt sind. Die Mandelbildung hätte also, wie allenthalben, innerhalb der Effusionsperiode stattgefunden vor Erstarrung und Kristallisation der Grundmasse. Auffallend ist es, daß die Mandelräume sich wieder mit Magma füllten und dennoch die Mandelgrenze erhalten bleiben konnte.

Die basaltische Gesteinsbasis ist verhältnismäßig leicht durch die Atmosphärilien zersetzbar. Es bilden sich schuppige bis fasrige, oft konzentrisch struierte, doppelbrechende Substanzen von anfangs grüner, später oft brauner Farbe, wie das z. B. Bücking an feldspatreichen Basalten des Breitfirst beobachtete. — Törnebohm machte auf die Schwierigkeit der Unterscheidung solcher umgewandelter Basisreste bei intersertaler Struktur der Gesteine von delessitischen und verwandten Infiltrationen in die eckigen Hohlräume miarolitisch struierter Dolerite aufmerksam, wie er solche z. B. in Basalten von Rieseberga und Sösdala in Schweden, Sirgwitz bei Löwenberg in Schlesien und Stolpen in Sachsen beobachtete, eine für die Lehre von den Diabasen wichtige Bemerkung. Karbonate und nicht immer deutlich auflösbare Aggregate von Kaolin oder vielleicht einem farblosen Glimmermineral kommen ebenfalls in der zersetzten und oft von Limonit durchtränkten Basis vor.

Struktur der Basalte, Melaphyre und Diabase.

Von jeher hat man bei den basaltischen Gesteinen die Struktur als ein klassifikatorisches Moment zu benützen getrachtet. Vor Einführung des Mikroskops konnte man begreiflicherweise nur die Korngröße, nach welcher man in Dolerit,* Anamesit und Basalt gliederte, und die mehr oder weniger kontinuierliche Raumerfüllung (Mandelsteine, schlackige Basalte) betonen. Erst die mikroskopische Untersuchung eröffnete nach dieser Richtung neue Gesichtspunkte, und wenn dieselben auch nicht sofort in gebührender Weise gewürdigt worden sind, so ist es doch in hohem Maße anzuerkennen, daß sie der Wahrnehmung nicht entgingen. Es bedurfte in leicht begreiflicher Weise eines fortgesetzten Studiums und längerer Diskussionen, um die zu richtigerer Auffassung der Fülle neuen Materials notwendige Klärung und Vertiefung der Begriffe zu zeitigen. Zirkel versuchte 1870 bereits eine Gliederung der eigentlichen oder Feldspatbasalte nach der Natur

* Daß die Dolerite oft nur lokale Ausbildungsformen, besonders oft den Pegmatitschlieren der Granite verwandte „segregation veins“ seien, die zumal gern annähernd parallel zu der Bettung der Basaltdecke, zu den Salbändern der Gänge in lenticularer und unregelmäßig verästelter Gestalt auftreten, hob neuerdings A. Geikie (Hist. volc. erupt. p. 113, 129) hervor; vergl. oben S. 370.

ihrer Grundmasse, obwohl ihm auch der Wechsel in der Struktur derselben an demselben Gesteinskörper nicht entging. Er unterschied:

1. Basalte mit gleichmäßig kristallinisch-körniger Grundmasse. Eine amorphe Basis ist nicht zu konstatieren, wenngleich ihre Anwesenheit in unbedeutenden Spuren aus manchen Erscheinungen, wie Fluidalstruktur usw. gefolgert werden könnte. Ebenso wenig treten einzelne Gemengteile durch größere Dimensionen aus dem gleichmäßigen Gemenge hervor.

2. Basalte mit sehr mikroskopisch-feinkörniger, entweder durchaus kristalliner, oder doch nur sehr basisarmer Grundmasse, aus welcher sich einzelne Gemengteile in größeren Kristallen abheben.

3. Basalte mit einer an meistens bräunlich gefärbter Basis reichen Grundmasse, in welcher indessen immerhin die kristallinen Gemengteile zu überwiegen pflegen. Die Basis ist entweder: a) reines Glas oder b) sie enthält gestrickte oder netzartig zusammengehäufte Trichite (und dunkle Körner).

4. Basalte mit einer aus größeren Kristallen bestehenden Grundmasse, zwischen welche eine an Menge zurücktretende Basis eingeklemmt ist. Diese Basis ist a) rein glasig, b) Glas mit reichlich ausgeschiedenen dunklen Körnern, c) Basis mit massenhaft ausgeschiedenen farblosen und dunklen Nädelchen, Keulchen und Körnchen, welche nicht als eigentliche Gemengteile auftreten und nicht Mikrolithe der größeren Kristalle sind.

Wenn auch die im letzten Teile des Schlußsatzes ausgesprochene Beschränkung über die substantielle Natur der in der Zwischenklemmungsmasse kristallitisch oder mikrolithisch ausgeschiedenen Körper nach unseren heutigen Erfahrungen unhaltbar ist, so gibt dieses Schema der Strukturverhältnisse basaltischer Gesteine das Tatsächliche der verbreitetsten und wichtigsten Typen in großen Zügen doch im ganzen richtig und in überraschender Vollständigkeit an. Was Nachfolger Zirkel's über die Strukturformen der Basalte Abweichendes gesagt haben, ist wohl schwerlich eine Verbesserung gewesen (Möhl), oder sagte in etwas anderer Gruppierung und mit andern Worten dasselbe wie Zirkel (Bořicky). Auch die von Eichstädt bei seinen Untersuchungen der Basalte Schonens gegebene Einteilung der Basalte nach ihrer Struktur enthält die 4 Haupttypen Zirkel's mehr in der Sprache der heutigen Petrographie: 1. Basalte mit gleichmäßig kristallinisch-körniger Struktur, 2. Basalte mit kristallinischer Porphyrstruktur, 3. Basalte mit vitrokristallinischer Porphyrstruktur, 4. Basalte mit Intersertalstruktur, und fügte eine fünfte Gruppe der Basalte mit Vitrophyrstruktur hinzu.

Neuerdings hat auch Judd sich mit der Struktur der basaltischen Gesteine, besonders mit derjenigen der holokristallinen Abarten beschäftigt, und die Beziehungen zwischen Struktur und geologischer Erscheinungsform ins Auge gefaßt. Seine Beobachtungen wurden an einem zu eigentümlichen Vorkommen angestellt, als daß man dieselben sofort auf die normaleren Fälle verallgemeinernd übertragen könnte.

Was die Strukturformen der Basaltgesteine in auffallendster Weise von derjenigen der übrigen neovulkanischen Ergußgesteine unterscheidet, ist weit weniger die außerordentliche Verbreitung holokristalliner Entwicklung, als vielmehr die Häufigkeit hypidiomorph-körniger Strukturen, welche von denjenigen der Tiefengesteine in keinem wesentlichen Punkt abweichen. Die so oft holokristalline Entwicklung erklärt sich einfach dadurch, daß bei diesen so leicht schmelzbaren basischen Silikatmagmen die Kristallisationsperiode während der Effusion caeteris paribus eine weit längere sein muß, als bei den sauren, da die Molekularbeweglichkeit noch bei sehr viel niedrigeren Temperaturen erhalten bleibt. Dieser selbe Umstand muß es aber zur Folge haben, daß auch bei Oberflächenergüssen und ebenso in kleinen Quellkuppen das Innere derselben viel leichter die für Tiefengesteine charakteristischen Formen annehmen muß, als dies bei saureren Gesteinen der Fall sein würde. Die andesitischen Lakkolithe der Henry Mountains haben nach den allerdings unvollkommenen Beschreibungen, die wir von ihrer petrographischen Natur besitzen, deutlich porphyrischen Charakter; nach den Erfahrungen an den zahllosen Basaltkuppen Deutschlands müssen wir wohl annehmen, daß gleiche lakkolithische Massen von Basalt hypidiomorph-körnig struiert sein würden.

Wenn man sich von der Struktur der Basalte ein deutliches Bild machen will, so wird zunächst die Reihenfolge der Mineralbildungen im Basalt ins Auge zu fassen sein. Diese ist zunächst unabhängig vom Korn; der sogen. doleritische oder aphanitische Charakter ändert hierin nichts, wie er denn überhaupt für die eigentliche Struktur von geringer Bedeutung ist. Wir finden jeden Strukturtypus mit jeder Korngröße im Gestein vereint. Aus der gegenseitigen Umschließung und Begrenzung der Gemengteile im Basalt ergibt sich, daß sowohl in der intratellurischen, wie in der Effusionsperiode die Apatit- und Eisenerzausscheidung den Kristallisationsprozeß inaugurierten. Mit der Menge dieser Erze und der leichten Kristallisierbarkeit ihrer Nachfolger mag es zusammenhängen, daß die Bildungsperiode der Erze eine auffallend längere war, als in den übrigen, saureren Eruptivmassen. So beweist z. B. die oben beschriebene Tatsache, daß der Ilmenit von dem Olivin kristallographisch orientiert wird, daß die Ilmenitbildung bis weit in die Zeit der Olivinausscheidung hineinreicht. Ja man findet nicht allzuselten, daß die Umrisse größerer Magnetitkörper durch Feldspat bedingt werden. Ob hier allerdings Magnetit erster oder zweiter Generation vorliegt, ist schwer zu sagen, die Größe der Individuen allein beweist nichts für ihr Alter, man erinnere sich an die Augitmikrolithe im Leucit und Nephelin der Leucitophyre gegenüber den Dimensionen jüngerer Ägirine und an ähnliche Beispiele. Mit der Ausscheidung der Eisenerze und des Apatits ist diejenige der Spinellide und des Perowskits gleichzeitig. — Darauf folgt unbestritten die Olivinauscheidung, wenn dieses Mineral überhaupt vorhanden ist. Wir finden dasselbe sowohl im Feldspat (auch im Anorthit), wie im Augit eingeschlossen. Auch

die Hornblendebildung im Basaltmagma muß eine sehr frühe sein, wie sich das aus der Seltenheit dieses Minerals im Basalt, und aus den kräftigen magmatischen Resorptionen, welche die erhalten gebliebenen Individuen und Reste wahrnehmen lassen, mit Sicherheit ergibt. Daß aber Hornblende-Bildung ein keineswegs so seltener Akt in der Entwicklungsgeschichte basaltischer Magmen sei, wird durch die relative Häufigkeit dieses Minerals in Basalttuffen gegenüber seiner Seltenheit in Basalten bekundet. Für die Strukturlehre des Basalts ist die Hornblende ohne wesentliches Moment. — Wo wir rhombischen Pyroxenen in Basalten begegnen und eine sichere Altersbestimmung derselben bezüglich der monoklinen Pyroxene und Feldspate tunlich ist, erweisen sie sich als älter; es wurde keine Beobachtung gemacht, die diesem Verhältnis widerspräche. Nun aber beginnt ebenso, wie bei den Gabbro und Diabasen, eine eigentümliche Unsicherheit in der Reihenfolge von Augit und Kalknatronfeldspat. Durch die gegenseitige Umhüllung und Begrenzung, sowie durch das Fehlen bald des Augits bei Anwesenheit des Plagioklases, bald des Plagioklases bei Anwesenheit des Augits unter den Einsprenglingen wird mit voller Sicherheit dargetan, daß bald der Augit älter ist, als der Feldspat, bald der Feldspat älter als der Augit. Ob für dieses Verhältnis und seinen Wechsel etwa die Temperatur und der Druck, also der Ort der Bildung, oder vielleicht der Wassergehalt des Magmas von bestimmendem Einfluß sei, das entzieht sich zunächst der Entscheidung, und dürfte auch experimentell kaum zu eruieren sein. Wir sind daher darauf angewiesen, aus der chemischen Zusammensetzung dieser Mineralien die Ursachen abzuleiten. Nach dieser Richtung fehlt es aber zur Zeit ebenfalls noch an zureichendem Beobachtungsmaterial. Immerhin steht so viel fest, daß allenthalben, wo nachweislich der Feldspat älter war, als der Augit, der erstere durch Salzsäure zerstörbar war, also wohl der Anorthit-, höchstens der Bytownitreihe angehörte, demnach basischeren Verbindungen, als im Augit vorliegen, zuzuschreiben wäre. Noch weniger Anhaltspunkte haben wir für die Beziehungen zwischen dem relativen Alter der Augite und ihrer chemischen Konstitution. Es ist jedoch zu betonen, daß in den feldspatfreien Olivinknollen der Augit grün und ein tonerde- und eisenarmer, etwas chromhaltiger Diopsid ist. Jedenfalls ist er alkalifrei. Dagegen läßt sich aus der Farbe und dem oft wahrnehmbaren Pleochroismus der jüngeren braunen und violetten Augite auf nicht unbeträchtlichen Eisen- und wohl auch merkbaren Alkaligehalt schließen. Zu einem sicheren Schluß genügen diese Anhaltspunkte jedoch kaum. — Ob nun Plagioklas oder Augit der ältere sei, in beiden Fällen ließ sich mehrfach sicher erkennen, daß ihre Kristallisation oft lange nebeneinander herging.

Dieselben Altersbeziehungen, wie in der intratellurischen Entwicklungsperiode, finden sich auch in der Effusionsperiode, jedoch ließ sich in nicht seltenen Fällen konstatieren, daß das Altersverhältnis von Feldspat und Augit unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse

das umgekehrte, in andern wohl noch zahlreicheren das gleiche war. Von entschiedenem Einflusse, zumal bei porphyrischer Struktur, ist auch das Mengenverhältnis; in feldspatreichen und augitarmen Basalten kristallisiert im allgemeinen der Feldspat früher, in feldspatarmen und augitreichen später als der Augit, oder besser ausgedrückt, die Feldspatbildung beginnt im ersten Falle früher, im zweiten später, als diejenige des Augits.

Aus der fehlenden oder vorhandenen Wiederkehr dieser Mineralbildungen in der angegebenen Reihenfolge, sowie aus der größeren oder geringeren Beimengung amorpher Kristallisationsreste und der Art ihrer Verwebung mit den Mineralgemengteilen ergeben sich nun bei den Basalten die folgenden wichtigsten Strukturformen, welche fast ausnahmslos bei den Trachydoleriten wiederkehren, die man ja zutreffend als die Basalte der Alkaligesteinsreihe bezeichnen kann. Es ist daher in diesem Abschnitt bei der Auswahl von Beispielen kein Unterschied zwischen Basalten und Trachydoleriten gemacht. Ein solcher wäre bei der unsicheren Stellung mancher Vorkommnisse auch zurzeit gar nicht streng durchführbar gewesen.

1. Die hypidiomorph-körnige Struktur. Jeder Gemengteil ist nur in einer kontinuierlichen Generation gebildet worden; es tritt keinerlei Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse hervor; die Altersunterschiede der Gemengteile sind wenig markant; auch Größenunterschiede treten wenig hervor. Überblickt man die Basaltgesteine mit hypidiomorphkörniger Struktur, so fallen zunächst zwei durch die Korngröße ihrer Gemengteile verschiedene Typen ins Auge. In dem einen Typus, wir wollen ihn nach dem bekannten hessischen Vorkommen, dessen genaue Kenntnis wir Streng verdanken, den Londorfer Typus* nennen, sind die Gemengteile schon mit dem bloßen Auge erkennbar und verweben sich ganz nach Art der Gabbrogemengteile oder der den Gabbros nahe verwandten Diabase miteinander. Allerdings finden sich hier bei sorgfältigem Suchen im Gesteinsgewebe an manchen Vorkommen gelegentlich, seltener oder häufiger, in mikroskopischen Zwickeln zwischen den Gemengteilen winzige Mengen einer Art Zwischenklemmungsmasse, ohne daß dadurch der beschriebene Charakter gestört würde. Das unterscheidet immerhin gegenüber den echten Tiefengabbros, bei denen Derartiges kaum je vorkommen dürfte. Dieser Typus ist mit gleichem oder wenig kleinerem Korn sehr verbreitet unter den vogelsgebirgischen und hessischen (Londorf, Leisel, Schöneberg bei Leisel, Münster), nassauischem (Oberbrechem, Westerburg) und vorätnäischen Basalten (Analcimit der Cyclopen-Inseln bei Catania). Nach den Angaben von Judd, der diese Struktur als granitisch bezeichnet, ist sie charakteristisch für die tiefsten oder innersten Teile der basaltischen Eruptivmassen von Skye, Ardnamurchan, Mull und dem Carlingford-Distrikt von Irland. Er nennt diese Gesteinsausbildung geradezu Gabbro. — Die breiten

* Die in der 3. Aufl. d. B gebrauchte Bezeichnung als Löwenberg-Typus ist hinfällig geworden, seitdem das Löwenberger Gestein als Essexit erkannt wurde.

Feldspat-Tafeln dieses Typus sind bald vollkommen einheitliche Vielinge, bald Aggregate von solchen. In jedem Falle deutet diese Struktur auf einen auffallend ruhigen und kontinuierlichen Verlauf der Kristallisation, die vielleicht z. T. ganz intratellurisch verlief, oder bei welcher doch die intratellurische und Effusionsperiode unmerklich ineinander übergingen. — Auch Becke beschreibt einen anamesitischen Basalt mit Gabbrostruktur aus dem Kraterinnern des Palandokän im Kaukasus.

Ganz die gleiche Art der Mineralverwebung findet sich auch bei sehr feinem Korn des Gesteins, so z. B. bei Winnen, Witzenhausen und Große Kuppe bei Eschwege in Hessen, Gipfel des Schackberges, Abtsröder Kuppe in der Rhön, Walsch in Böhmen, Insel St. Paul, und hier deuten alle Verhältnisse darauf hin, daß sich die Kristallisation vollständig in der Effusionsperiode in verhältnismäßig raschem Verlauf vollzog. Das wäre der Londorf-Typus ins Mikroskopische übersetzt. — Beide Abarten sind durch Übergänge in der Korngröße verbunden. — Von gewissen Teilen eines holokristallinen Doleritstroms am Hohen Berge bei Ofleiden beschreibt Schwantke eine eigentümliche Struktur, die er dendritisch-variolitisch nennt. Dabei wird das grobkörnige Gestein von einem Netz großer Ilmenittäfelchen derart durchzogen, daß es beim Zerschlagen in polyedrische Stücke zerspringt, die ganz von Ilmenit bedeckt sind. Dieser besteht aus dendritischen Wachstumsformen von Täfelchen, die die Basis parallel haben und sich unter 60° schneiden. Die Einzelindividuen sind oft parallel zu einer oder mehreren Basiskanten gestreift; die Gesamtindividuen zeigen oft eine Mittelfurche als Hauptgrenzlinie, an die sich die Einzelindividuen federförmig unter 60° ansetzen. In weniger grobkörnigen Abarten des Gesteins sitzen die kleinen Ilmenittafeln senkrecht an einem prismatisch gestreckten Olivin, dessen Winkel auf einen nicht unbeträchtlichen Kalkgehalt deuten, der auch chemisch konstatiert wurde. Mit wirklich variolitischer Struktur hat die beschriebene wohl keine Verwandtschaft.

Gewisse Modifikationen dieser Struktur entstehen, je nachdem die Gesteine zu den feldspatreichen oder feldspatarmen gehören, sowohl bei grobem, wie bei feinem Korn. Im großen und ganzen ist aber der Idiomorphismus der Augite ein größerer, als derjenige der Feldspate. In das Panidiomorph-körnige geht diese Struktur durch den Eintritt kleiner, kaum nachweisbarer Massen von Basis über. (Ostseite des Basaltdurchbruchs am Meißner.)

Dadurch, daß die Leistenform der Feldspate und ihre Präcedenz in der Kristallisation sich mehr und mehr betont, bilden sich Übergänge in die

2. Intersertalstruktur. Auch bei dieser kann das Gestein holokristallin und hypidiomorph-körnig sein, wie das besonders bei den intrusiven Gliedern der oben genannten britischen, von Judd untersuchten Vorkommnisse der Fall ist. Die Gesteine sind dann nicht von Diabasen zu unterscheiden und Judd nennt daher auch diese Struktur ophitisch. Der Augit übernimmt hier gewissermaßen die Rolle einer

Mesostasis. Bei den normalen deutschen Basalten ist dieser Fall wohl recht selten und auffallenderweise bei sehr feinem Korn des Gesteins häufiger als bei grobem Korn. In der ungeheuren Mehrzahl der Fälle ist eine Mesostasis oder Zwischenklemmungsmasse vorhanden. Dieselbe erscheint in manchen Fällen nur als sehr schmale, sich leicht der Beobachtung entziehende Streifchen zwischen den Feldspatleisten, deren keilförmige Intervalle von einheitlichen Augitindividuen oder Augitaggregaten ausgefüllt werden. Oder aber sie nimmt mehr und mehr auch die keilförmigen Zwischenräume zwischen den Feldspaten und zwischen diesen und den mehr selbständigen und idiomorphen Augiten ein und kann so allmählich zu einem wesentlichen Bestandteil des Gesteins heranwachsen. — Diese Mesostasis ist ihrerseits ungeheuer mannigfach entwickelt; bald ist sie ein nahezu reines Glas mit einzelnen Entglasungsprodukten, bald durch die Masse dieser vollständig getrübt, bald zu einem mehr oder weniger holokristallinen Gemenge ausgebildet. In letzterem Falle besteht sie gern aus sehr fein leistenförmigen, oft trichitisch gebogenen und zu sphärischen Aggregaten geordneten Feldspaten, zwischen deren lange Strahlen Mikrolithe und Wachstumsformen von Augit, Ilmenit, oder Magnetit, sowie Reste der Glasbasis eingeklemmt sind. Die Mannigfaltigkeit dieser Ausbildungsformen der Mesostasis spottet jeder Beschreibung und da dieselbe oft in ein und demselben Präparat wechselt, so wäre es nutzlos, einzelne Typen derselben aufzustellen.* Hier sollen alle diese Strukturformen als Meißner-Typus zusammengefaßt werden. Sie ist außerordentlich verbreitet bei den Doleriten und Anamesiten, findet sich aber auch bei den vollkommen dichten Basalten in durchaus gleicher Ausbildung. Beispiele für die verschiedenen Modifikationen dieses Typus liefern die Anamesite und Basalte der Maingegend (Steinheim, Louisa und Bockenheim bei Frankfurt, Wilhelmsbad bei Hanau), der Wetterau (Arnsberg), der Rhön (Romberg bei Steens, Lenders bei Dermbach), Hessens (Nordeck, Remberg, Sababurg u. a.), der Auvergne (Croix-Morand), Britanniens (Giant's Causeway, die olivinfreien Gangbasalte von der schottisch-englischen Grenze), die Basalte Islands (Havnefjord, nach Bréon besonders in dem alten Trappgebirge), Grönlands (Uifak), des Kaukasus (Bjeloi Klintsch, Dschelal-Oghlú, Achalkalaki), Australiens (Melbourne, Gelantippy, Woolgommery, Turnback Mountain in Gippsland), von St. Paul im Indischen Ozean, Pico das Camarinhas auf S. Miguel u. a. O.

Diese intersertale Struktur führt durch gelegentliche ältere Einsprenglinge von idiomorpher Begrenzung hinüber in die typisch porphyrischen Strukturformen, unter denen

* Was Schwantke als divergentstrahlig-dendritische Struktur bezeichnet, ist die in Basalten und bei den Melaphyren des Saar-Nahe-Gebiets verbreitete Intersertalstruktur, wobei die Mesostasis aus strahlen-, garben- und büschelförmigen Wachstumsformen von Plagioklas und Augit und lappigen Ilmenittäfelchen ohne oder mit kleinen Resten eines Gesteinsglases besteht. — Blumig-dendritisch nennt er die Struktur, wobei die Grundmasse aus baum- und eisblumenartig verzweigten Wachstumsformen von Feldspat und Augit sich wesentlich aufbaut.

3. die holokristallin-porphyrische Struktur die weiteste Verbreitung und mannigfaltigste Ausbildung erreicht. Der wichtigste Unterschied, der sich bei dieser Strukturform darbietet, steht mit dem Feldspatgehalt der Gesteine in inniger Beziehung. Bei den Basalten mit mittlerem oder geringem Feldspatgehalt treten als Einsprenglinge intratellurischen Alters neben Apatit und Eisenerzen nur Olivin (vielfach bei Laubach u. a. O. im Vogelsberg) oder neben Olivin in wechselnder Menge auch Augit, Feldspat nie oder doch nur sehr selten, auf (Siebengebirge, Rheintal), während in feldspatreichen Basalten Feldspateinsprenglinge von sehr basischem Charakter reichlich, oft fast bis zur Verdrängung von Augit und Olivin vorhanden sind. Dann kommen auch nicht selten nesterartige Anhäufungen von Olivin, Augit und viel Plagioklas vor, wie bei den Andesiten und Trachyten. In den Gesteinen mit wenig oder ohne Feldspateinsprenglinge sind die Olivinknollen sehr verbreitet; in den an Feldspateinsprenglingen reichen Basalten fehlen dieselben ganz oder sie sind doch auffallend selten und unbedeutend. Zu diesen letzteren gehören z. B. die »feinkörnigen Anamesite« Mügge's von Ponta delgada, Serra Gorda, Lagoa do Congro und seine »Anorthitbasalte« von S. Miguel und Fayal, deren Olivin gern zu Sideritsphärolithen, und deren Feldspate bisweilen zu einer farblosen amorphen Substanz zersetzt sind, viele der isländischen und Fär-Oer-Basalte nach Bréon und Schirlitz), manche sumatranische (nach Verbeek), viele ätnäische und bis zu einem gewissen Grade der Basalt von Crozet in der Auvergne. — Die Grundmasse ist bald ein panidiomorphes Gemenge von Augit, Magnetit und Feldspatleistchen, selten mit Olivinmikrolithen, in welchem sich entweder die Feldspatleistchen, gleichmäßig mit Augitmikrolithen untermengt, mehr oder weniger fluidal ordnen (Petersberg), oder welche sich in feldspatreichere und augitreichere Flecken trennen (Jungfernberg). Wo diese Trennung eine recht reine ist, spricht J. E. Hibsch von Coagulationsstruktur und bemerkt, daß auf Blatt Kostenblatt-Milleschau des böhmischen Mittelgebirges diese Struktur charakteristisch ist für die Oberflächenergüsse, während die Schlott-Basalte intersertale Strukturen zeigen. Diese Sonderung führt dann endlich zu der Ausbildung von Augitaugen und Plagioklasaugen. Das ist die Struktur der siebengebirgischen (Jungfernberg, Kasseler Ley, Petersberg, Ölberg), rheinischen (Minderberg, Scheidsberg, Unkel), vieler nassauischer (Rot, Limburg), vogelsgebirgischer (Imesehau, Lauterbach, Tiergarten bei Laubach), Rhön, thüringischer und sächsischer (Kreuzberg, Gleichberg bei Hildburghausen, Altenberg), schlesischer (Gröditzberg, Striegau), böhmischer (Leipa), französischer (Tuilière bei Thiézac, Puy de Charade), sowie nach Doelter Capverdischer, nach van Werveke palmanischer Basalte. — Oder aber die Grundmasse besteht aus Feldspatleisten, zwischen welche rundlich-eckige Augitkörner eingeklemmt sind (sehr verbreitet im Vogelsberg bei Laubach, Wilnsdorf bei Siegen, Tolsberg südlich von Gabel in Böhmen, Insel St. Paul, S. Miguel, Kaukasus usf.) Die Augitkörner sind gelegentlich parallel

orientiert und die Grundmasse enthält dadurch bei nicht unbedeutendem Augitgehalt einen »ophitischen Charakter. Durch starke Abnahme des Feldspats in der Grundmasse (Stolpen, Steinschönau, Schackberg u. a.) bilden sich Übergänge in Augitite, wenn auch unter den Einsprenglingen, wie meistens, der Feldspat fehlt. Dahin gehört auch ein Trachydolerit von Schlüsselburg in Böhmen, der ein melanitähnliches braunes Mineral in isometrischen, doppelbrechenden Körnern enthält, das durch Vergleich mit den Präparaten des Herrn SOELLNER als zum Rhönit gehörig erkannt wurde. Es ist stark pleochroitisch zwischen braun und fast schwarz. — Tritt dagegen der Augit stark zurück, so entstehen Grundmassen von trachytoider und pilotaxitischer Struktur (Mont Rognon in der Auvergne, Euganäen, Höhe über Harbach, Sect. Klein-Sassen in der Rhön, Pantelleria, St. Paul usf.), wie sie manchen Andesiten eignet. In solchen Fällen pflegt auch die Menge der Einsprenglinge eine sehr geringe zu sein, wie bei Harbach und in vielen Ätna-Laven, so auch nach MERCALLI in derjenigen von 1892. So könnte man bei dieser Ausbildungsweise nach dem Feldspatgehalt einen normalen siebengebirgischen, einen augititischen und einen pilotaxitischen Typus unterscheiden.

Dazu gesellt sich endlich ein ebenfalls in weiter Verbreitung im Vogelsberg und in der Rhön (Schotten, Annerode, Judenrain bei Laubach, Schlitz, Gethürms, Bischofsheim, Pferdekuppe, Calvarienberg bei Fulda usw.), in Böhmen (Sebusein, Salesl), in der Auvergne (Plateau des Prudelles), in Nordafrika (Ras-el-Issned) und in Australien (Battery Hill am Cobungra River) beobachteter Typus der Grundmasse, welcher durch vollkommenen Idiomorphismus der Augitmikrolithe ausgezeichnet ist, während der Feldspat in rundlichen und unregelmäßigen Flecken oder als ein, wenn auch spärlicher, so doch allgemein verbreiteter Kitt entwickelt ist. Nur augitreiche Gesteine lassen diesen Typus beobachten. Es ist charakteristisch für denselben, daß der Feldspat gern durch farbloses Glas vertreten wird. Das ist z. B. in dem Gethürmser Basalt sehr schön der Fall, nach welchem der Typus als Gethürmser Typus bezeichnet werden möge. Der Gethürmser Typus hat nach HIBSCH eine weite Verbreitung in den Basalten (? Trachydoleriten) des böhmischen Mittelgebirges; F. A. HOFFMANN beschreibt ihn vom Ebsdorfer Grund bei Marburg, ARTINI von der Quinta di Valpantena und Poiano di Valpantena im Veronesischen, G. KLEMM von einem Strome zwischen Laubach und Mücke im Vogelsberg, REUBER vom Gipfel des Almuthsberges SO von Homberg a. Efze.

Auch bei den Melaphyren und Diabasen ist die holokristallin-porphyrische Struktur sehr verbreitet und entwickelt sich aus der holokristallinen oder intersertalen Struktur durch Hinzutritt größerer Einsprenglinge von Feldspat oder Augit, wie es scheint mit Vorliebe als eine Randfacies. Gesteine mit dieser Struktur nennt man wohl Diabasporphyrite, wenn die Einsprenglinge vom Feldspat, Augitporphyre, wenn sie vom Augit geliefert werden. Dabei bleibt die Gesteinsmasse

wenn auch öfter schon mit bloßem Auge eine Verringerung der Korngröße erkennbar ist, im wesentlichen unverändert, holokristallin bezw. diabasisch-körnig. In andern Fällen klemmt sich zwischen die Feldspatleisten und Augitindividuen in polygonalen und keilförmigen Partien eine von frischem oder verändertem Gesteinsglas durchtränkte Masse ein, welche vorwiegend aus äußerst schmalen und langen Feldspatleistchen in oft radialer Anordnung besteht (Lupbode-Tal im Harz, Whinsill. Connecticut-Tal); das sind die Tholeiite und Tholeiitfacies der Diabase. Bei den Quarzdiabasen treten an die Stelle dieser Mesostasis fast immer granophyrische Quarz-Feldspat-Aggregate (Konga-Diabas, Connecticuttal, Rio de Janeiro u. a.). Das kann man eine Cuselitfacies der Diabase nennen. — Eine Glasbasis mit Mandelsteinstruktur beobachtete Dörmer bei den mitteldevonischen Diabasporphyriten der Gegend von Dillenburg, so bei Sechshelden.

4. Die hypokristallin-porphyrische Struktur der Basalte kann sich aus allen bisher besprochenen durch merklichen Eintritt einer meistens gelben bis braunen, seltener grauen oder farblosen, hie und da auch wohl grünlichen Basis entwickeln. Derartige Übergänge sind ungemein verbreitet. Solange die Basis nicht in einigermaßen bedeutender Menge vorkommt, verhüllt sie die vorher besprochenen Strukturformen nur wenig, und trotz ihrer Anwesenheit kann man vollkommen die Charaktere des siebengebirgischen, augititischen, pilotaxitischen und Gethürmser Typus unterscheiden. Der klassifikatorische Wert derselben ist also bei geringen Mengen ein sehr untergeordneter und man tut fast besser, sie ganz außer acht zu lassen. Die größere oder geringere Menge von globulitischen, trichitischen und kristallitischen Gebilden, welche eine solche Glasbasis enthält, muß natürlich das Interesse des mikroskopierenden Petrographen erwecken; die Bedeutung derselben ist jedoch mehr eine kristallogenetische, als eine petrographische, und so fesselnd das Studium derselben auch ist, dürfen wir sie hier dennoch mit kurzer Erwähnung übergehen. Wie unendlich gering die Menge der Glasbasis und wie innig die Durchtränkung des Grundmassegewebes mit einer solchen sein kann, das zeigt besonders schön ein Basalt aus dem Mambachtal bei Schackau in der Rhön, in welchem man deren Anwesenheit fast nur an den zierlichen Wachstumsformen der Ilmenite zwischen den Gemengteilen erkennt. Wo die Menge der Basis groß genug wird, um sofort aufzufallen und zum Charakter der Struktur erkenntlich beizutragen, erhalten wir dieselbe hyalopilitische Struktur, wie sie für den Weiselbergittypus der Augitporphyrite, sowie für die Andesite bezeichnend ist: doch pflegt nur selten der Mikrolithenfilz ein so evidenter zu sein. Durch stärkeres Zurücktreten der mikrolithischen Bildungen der Effusionsperiode vollziehen sich die Übergänge in die vitrophyrische Struktur. — Auch bei der hypokristallin-porphyrischen Struktur macht sich der Unterschied von feldspatreichen und feldspatarmen Basalten deutlich bemerklich. Bei den ersteren fehlen eben die Plagioklaseinsprenglinge nicht; unter den mikrolithischen Bil-

dungen herrscht der Feldspat gewöhnlich in Leistenform, seltener in kurzrektangulären Schnitten (Vieska bei Glan), wodurch eine Analogie mit dem Navittypus der Augitporphyrite entsteht. Bei den feldspatarmen herrschen unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse Augit, Olivin und Erze. - Armut an Einsprenglingen, die bis auf Spuren verschwinden können, bedingt neue Varietäten. Beispiele für feldspatreiche (andesitische) hypokristallin-porphyrische Basalte liefern u. a. die amerikanischen Hypersthen- und Quarzbasalte, gewisse Vorkommnisse von Ventotene, aus der Troas, und vom Merapi in Sumatra. Die feldspatarmen oder doch nicht gerade an diesem Mineral reichen Repräsentanten finden sich schön in Deutschland (Stephanshügel bei Limburg an der Lahn, Alsfeld, Winnen, Hausen, Stempel bei Marburg, Kemmenau bei Ems [nach Gümbel], Heimbach, Kirchhasel bei Hünfeld, Suhl), dann in Böhmen (Notterberg bei Friedland), am Plattensee (nach Hofmann), am Mont Dore, bei Strathblane in Schottland, am Funabara, Omura-yama, Mimuro-yama und Itarú (Provinz Izu in Japan) nach Koto, welcher in den auch sonst vorkommenden ausscheidungsfreien Glasringen um Mandeln Spannungsphänomene beobachtete, in dem Gebiet zwischen dem Rio Chupat und Rio Negro, zwischen der Sierra von Talac-Gpa und Yamnago, zwischen Yamnau und Treneta, auf dem Plateau von Valchita und in der Sierra von S. Antonio, am Infernillo-Paß, Provinz Tucuman, und in der Quebrada de las Leñas, Argentinien, nach Stelzner. — Hypokristallin-porphyrisch mandelsteinartig und dabei olivinarm sind nach Du Toit die meisten Ergüsse in den Stormberg-Schichten der Drakenberge im Kapland, die sehr ähnlich und gleichaltrig sind mit den Basaltergüssen der Rajmahal-Gruppe in Ostindien. Dagegen sind die sogen. Karoo Dolerites des Kaplandes intrusiv und jünger, denn sie durchbrechen gangförmig die Decken in den Stormberg-Schichten. Die Dolerite sind ophitisch bis intersertal, die Laven der Stormberg-Schichten sind hyalopilitisch bis pilotaxitisch. Möhle und E. Kaiser beschreiben hypokristallin-porphyrische Basaltlaven von Hawaii.

5. Die vitrophyrische Struktur entwickelt sich durch Ausfall der mikrolithischen Gebilde der Effusionsperiode aus den hypokristallin-porphyrischen Typen, und führt durch Spärlichkeit der intratellurischen Einsprenglinge zu den Hyalobasalten oder Basaltgläsern und ebenso zu den Hyalodiabasen hinüber. Die Eigentümlichkeiten dieser Strukturform mögen daher bei den letzteren ihre Besprechung finden.

6. J. W. Judd hat als glomeroporphyritisch eine Strukturform bezeichnet, welche er an einem Dolerit von Fair Head, Co. Antrim in Irland, beobachtete. In einer Grundmasse mit normaler Intersertalstruktur (er nennt dieselbe ordinary ophitic dolerite) liegen Nester und Individuen von allotriomorphem Olivin und Anorthit, als hätte man Einschlüsse von Forellenstein in einem Basalt. Mit dem überraschenden Gegensatz von Grundmasse und Ausscheidungen, wie seine Zeichnung sie angibt, ist diese Struktur wohl bisher nicht beobachtet worden.

Dem Wesen nach ist aber die Struktur dieselbe wie bei den oben erwähnten, Nester alter Ausscheidungen führenden, holokristallin-porphyrischen Basalten. — Nach Haddon, Sollas und Cole findet sich die glomeroporphyritische Struktur auch an einem Basalte der Insel Erub in der Torres-Straße, nach D. Mawson in Basalten von den neuen Hebriden (Leleppa und Efaté), nach Stark auch an solchen von Ustica.

7. Eine andere Strukturform findet sich besonders bei feldspatreichen und dichten, deutlich den Habitus von Oberflächen-Ergüssen tragenden Basalten, Melaphyren und Diabasen. Es geht die divergentstrahlige oder mehr regellose Anordnung der Feldspatleisten in eine deutlich fluidal parallele über. Der Augit bildet hierbei wohl nie einen eigentlichen Kitt, sondern er erscheint in einzelnen kleinen Körnern, Stäbchen und Mikrolithen eingeklemmt zwischen den Feldspatleisten. Das ist spilitische Struktur. Gar nicht selten verknüpft sich hiermit die Entwicklung von Mandelräumen, welche dann gern mit Auslaugungsprodukten des Gesteins (Karbonaten, Delessit und Chlorit, Epidot, Quarz und Limonit) erfüllt sind. Diese Struktur findet sich gar nicht selten auch als Randfacies an sonst normalstruierten Diabasen. In extremer Ausbildung führt diese Entwicklung zum Variolit.

Die letzten Jahrzehnte haben eine ganze Reihe sorgfältiger Untersuchungen über die Beziehungen der Struktur in Diabasgesteinen zu den geologischen Verhältnissen geliefert, unter denen sie entstand. Einige der Resultate mögen hier kurz mitgeteilt werden.

Hovey studierte eine Reihe von herrlich frischen Gangdiabasen aus der Umgebung von Rio de Janeiro, welche ich Herrn Derby's Güte verdanke und fand, soweit Handstücke aus demselben Gange von verschiedenen Stellen vorlagen, Abhängigkeit der Struktur von der Nähe des Salbandes in demselben Maße, wie die Struktur in verschiedenen Gängen von verschiedener Mächtigkeit sich änderte. Bei mächtigen Gängen zeigte sich die Struktur holokristallin und zwar gabbroide bei hohem Feldspat, ophitisch bei hohem Augitgehalt; spez. Gew. = 3,049—3,020. Bei Gängen von 2 m Mächtigkeit war die Struktur ophitisch mit spärlichen intersertalen Resten; demgemäß ergab sich spez. Gew. = 2,977. Bei 1 m Mächtigkeit trat pilotaxitische oder hyalopilitische Struktur bei spez. Gew. = 2,944 ein und ein Gang von nur 20 cm Mächtigkeit war glasreich mit spez. Gew. = 2,913. Der Idiomorphismus der Augite verhielt sich umgekehrt zum Grade der kristallinen Entwicklung und der Korngröße. — Analog sind Beobachtungen von Cohen und Deecke an Bornholmer Diabasgängen und später zu besprechende Funde Lawson's an Gängen des Rainy Lake-Gebietes in Canada.

Sehr wichtig sind Mitteilungen von R. Brauns über die Struktur von körnigen Diabasen des rheinischen Schiefergebirges. Er wies an einer Anzahl derselben geflossene Oberflächen mit strickähnlichen und andern Formen nach, die wir nur von Laven kennen und lieferte damit den unwidersprechlichen Beweis, daß auch die körnigen Diabase zu den Effusivgesteinen zu stellen sind, wie das in der dritten Auflage im Gegen-

satz zur zweiten geschehen ist. Die Fundorte für diese Vorkommnisse sind die Herborn-Seelbacher-Mühle bei Herborn, Feldbacher Wäldchen bei Dillenburg, der Mittelberg bei Quotshausen, gegenüber Friedensdorf an der linken Lahnseite zwischen Buchenau und Biedenkopf, hinter Homertshausen an der Landstraße nach Niedereisenhausen.

Bei Quotshausen bestehen die Seile und gewundenen Stricke der geflossenen Oberfläche aus einem gelben Glase, welches nur wenige Erzausscheidungen und ganz spärlich Feldspat führt, aber sekundär stark entglast ist. Primär sind auch feinste trichitische Feldspatbündel und Sphärokristalle. Dann findet nach der Hauptgesteinsmasse hin ein allmählicher Übergang durch feinkörnige und porphyrische Strukturformen, in denen zuerst Feldspat, erst später Augit auftritt, nach dem Diabas hin statt. Die hypidiomorphkörnige Struktur stellt sich sehr bald unter der glasigen Schlackenkruste ein. — Bei Homertshausen finden sich Diabasglas und Variolit als randliche Ausbildungsformen an zwei übereinander hingeflossenen Strömen an der Grenze von Oberdevon und Culm. Ein Schieferband trennt beide Ströme. Die glasige Schlackenkruste ist höchstens 6 mm dick und geht durch Variolit in feinkörnigen Diabas über. Das reine Glas ist hellgrün mit Stich ins Gelbliche oder hellbräunlichgelb und, besonders in der Nähe von Einschlüssen, durch Spannung doppelbrechend. In diesem Glase liegen Olivinkristalle mit Glas- und Picotiteinschlüssen. Nach dem Gestein hin werden die Olivine mehr und mehr korrodiert und sind in Serpentin und Calcit umgewandelt. Das Glas ist teils globulitisch, teils fibroide, teils pigmentär-kristallitisch, teils sphärolithisch entglast, ganz wie die später zu besprechenden Gangdiabasgläser Sordawalit usw. Bei globulitischer Entglasung sind die Globulite zu optisch negativen Cumuliten mit scheinbar radialfasriger Struktur geordnet; es sind Globosphärite von bräunlicher Farbe, während das Glas grünlich ist. — Was Brauns als fibroide Entglasung bezeichnet, findet sich besonders um dunkle Pigmentanhäufungen und stets so, daß die ganze Glasmasse in angenähert rundlicheckige Zellen zerfällt. Auf dieses Stadium einer ersten Entglasung folgt die Entwicklung von Feldspatmikrolithen mit pinselförmigen Ansätzen von bräunlicher Farbe, ohne daß auch schon Augit sich ausschied, aber während noch Olivin vorhanden ist. Hierauf folgt eine sphärolithische Zone mit Sphärolithen von stark schiefer Lage (20°—30°) des Interferenzkreuzes und starker Durchtränkung mit Erzen. Dann kommt die Variolitzone und darauf erst der normale Diabas. Die Grundmasse des Variolits ist grün mit gelben Schattierungen, teils radialfasrig, teils schuppig-körnig mit Aggregatpolarisation. Darin liegen Olivinkristalle und Augitwachstumsformen. Die Variolen enthalten Olivin, Feldspat und Magnetit; aber keinen Augit und lösen sich leicht aus der Gesteinsmasse heraus. Der Feldspat bildet den Hauptanteil und besteht aus radialgeordneten trichitischen Individuen. — Die Entwicklung vom reinen Glase zum Diabas ist eine anscheinend zweifache, entweder durch fibroides Glas und sphärolithische Entglasung zu Variolit

und dann zu Diabas, oder aber durch pigmentär-kristallitische Entglasung ohne Variolitbildung direkt zum Diabas. Indessen verfließen diese beiden Reihen vielfach ineinander, so daß man besser sagt, daß die Variolitbildung oft fehlt. Der eigentliche Diabas ist in der Nähe der Glashülle als ein vitrophyrischer Olivin-Melaphyr mit Feldspateinsprenglingen, in seinen tieferen Teilen als fast olivinfreies diabasisch-körniges Gestein entwickelt. — Auch um Einschlüsse von Kalkstein, die sich im Homertshauser Diabas finden, ist das Gestein schlackig und besteht aus einem stark durch Magnetit getrübten Glase, in welchem die Magnetite besonders am Rande der Poren sich häufen. Augit und Feldspat fehlen; wo der Feldspat dann in einiger Entfernung von den Einschlüssen erscheint, hat er sofort den Habitus wie im Diabas. Brauns meint, daß die Blasen von der bei Einschmelzung des Kalksteins frei werdenden Kohlensäure herrühren, während zugleich der aufgenommene Kalk das Eisenerz ausgefällt habe. Letzteres könnte man angesichts des Fehlens des Magnetits im Palagoniten bezweifeln. Daß die Erzkörner sich an den Poren zusammendrängen, erklärt sich ebenso wie die Körnerkränze um Luftblasen in Pulverpräparaten.

Auch Barrois beschreibt die Übergänge von normalem Diabas in Hyalodiabas und das Zusammenauftreten von typischen Diabasen, Spiliten, Spilitmandelsteinen mit sphärolithischer Anordnung der Feldspate und Augite, reinen Diabasgläsern mit mancherlei kristallitischen und mikrolithischen Gebilden und Varioliten in einer mittelsilurischen Diabasformation des kleinen Plateaus vom Menez-Hom zwischen der Rade de Brest und der Bucht von Douarnenez. Die Gesteine bilden Ergüsse (coulées) und werden von Tuffen und Breccien begleitet.

Ähnliches beschreibt Loewinson-Lessing in einer mir nicht verständlichen russischen Studie über die Diabasformation im Gouvernement Olonez, Reiser vom Allgovit und andere Autoren.

Die hypidiomorphkörnige und die intersertale Struktur sind die herrschenden Strukturformen der körnigen Diabase, wenn schon sich bei dieser Gesteinsfamilie eine Anzahl abweichender Verhältnisse einstellen, denen zufolge fast alle Forscher der Diabasstruktur eine Sonderstellung einräumen und sie als »ophitisch« (Fouqué und Michel-Lévy), »divergent-strahlig-körnig« (Lossen) oder diabasisch-körnig bezeichnen.* Diese Eigentümlichkeiten lassen sich auf drei Ursachen zurückführen: die meistens sehr ausgesprochene Leistenform der Plagioklase, die frühere

* Es gelang Fouqué und Michel-Lévy, die „ophitische Struktur" bei einem künstlich dargestellten Diabas herzustellen, als sie ein Gemenge von 1 Teil Anorthit mit 2 Teilen Augit oder dieselben Mineralien zu gleichen Teilen im Platintiegel zusammenschmolzen und dann vier Tage lang bei hoher Temperatur im Schmelzfluß hielten, um den Feldspat kristallisieren zu lassen, dann weitere vier Tage bei niedrigerer, während welcher der Augit sich ausbildete. War die Temperatur nicht hoch genug, d. h. also vollzog sich die Kristallisation zu rasch, so hat das Kristallisationsprodukt nicht die Struktur eines Diabas, sondern eine „mikrolithische" Struktur, wie sie den Trachyten und andern Laven eignet. cf. Bull. Soc. min. Fr. 1881. IV. 277.

oder doch nicht ausgesprochen spätere Kristallisation derselben aus dem Magma im Vergleich zu den pyroxenischen Gemengteilen und das wirkliche oder scheinbare Fehlen einer Mesostasis, weil diese bei nicht ganz frischem Erhaltungszustande nicht mehr sicher erkennbar ist. Ihre Umwandlungsprodukte sind eben nicht in allen Fällen mit Sicherheit von solchen des Augits zu unterscheiden. Denkt man sich die beiden erstgenannten Momente in ausgesprochener Weise zur Entwicklung gelangt, so besteht das Gestein, von den weniger wichtigen Gemengteilen abgesehen, aus kreuz und quer gelagerten, sich nicht oder doch nur selten gegenseitig berührenden schmalen Feldspatleisten, welche von großen allotriomorphen Augitindividuen, wie von einem Kitt, einer Art Mesostasis (Zwischenklemmungsmasse) zusammengehalten werden. Das ist die Struktur, welche ganz eigentlich mit dem Worte ophitisch oder divergent-strahlig-körnig bezeichnet wird und man sieht leicht, daß dieselbe zumal in augitreichen und feldspatarmen Diabasen zu deutlicher Erscheinung muß gelangen können. Das Charakteristische dieser Strukturform verliert sich mehr und mehr mit zunehmender Menge des Feldspats, dessen lange Leisten die großen allotriomorphen Augitindividuen in immer kleinere eckige Partien zerschneiden, dadurch aber vielfach sich selbst gegenseitig berühren, treffen und an der Ausbildung hindern. Der Idiomorphismus der Feldspate wird hierdurch mehr und mehr undeutlich, derjenige der Augite wird anscheinend größer. In einem gewissen Stadium werden die leistenförmigen Feldspate und ihre regellose Anordnung noch den Eindruck der ophitischen oder divergent-strahlig-körnigen Struktur hervorbringen, aber in weniger deutlicher Weise, bis endlich durch die häufige Intersection derselben die Leistenform nach und nach verschwindet und so die Struktur in eine regellos körnige übergeht. Trotzdem auf diesem Wege die eigentümliche Erscheinung der Diabasstruktur verloren gegangen ist, bleiben doch die Grundbedingungen derselben dem Wesen nach bestehen und daher ziehe ich den Ausdruck diabasisch-körnig für die besprochene eigentümliche Abart der hypidiomorph-körnigen Struktur den andern vor, die nur eine bestimmte Modalität des allgemeinen Phänomens charakterisieren. Diese diabasisch-körnige Struktur wird auch nicht wesentlich dadurch alteriert, daß, wie dieses in den feldspatreichen Vorkommnissen oft, in den feldspatarmen seltener der Fall ist, ein Teil des Augits idiomorph ausgebildet ist; sie bleibt erhalten, solange die Leistenform des Feldspats erhalten bleibt und die Bildungsepoche des Feldspats vor derjenigen des Augits abgeschlossen wurde. Man kann sich hiervon recht deutlich bei dem Studium der etwas zu porphyrischen Strukturformen neigenden Diabase des von Törnebohm aufgestellten Öjetypus überzeugen. — Die divergent-strahlige Anordnung der Plagioklasleisten kann sich gelegentlich bis zur Ausbildung von mehr oder weniger vollkommenen Plagioklassphärolithen steigern, wie dieses Lossen an dem Diabas des Henkersberges bei Wernigerode, im Osterode-Harzburger Grünsteinzuge, bei Wildungen am Ostrande des rheinischen Schiefer-

gebirges, ROTHPLETZ an silurischen Diabasen der Sektion Frankenberg-Hainichen wahrnahmen. Seltener tritt zu der sphäroidalen Anordnung der Plagioklasleisten auch eine solche des Säulen- und Nadelform annehmenden Augits hinzu, wie in einem Diabas von Dillenburg im rheinischen Schiefergebirge, von Zartenhaus bei Goldkronach im Fichtelgebirge. Überaus regelmäßig gebaute Augitsphärolithe führen hie und da die Gangdiabase im Gneiß von Rio de Janeiro. Auch DATHE erwähnt sphärische Aggregatformen von Feldspat und Augit im Culmdiabas von Ebersdorf in Ostthüringen. Die büschelförmige Anordnung größerer Augitindividuen bei gewissen Connecticutdiabasen gab EMERSON Anlaß, von plumose diabase zu sprechen. In diesen sphärolithischen Aggregaten der Feldspate und Augite hat man in Wirklichkeit die ersten Stadien der Variolite.

Weit stärker wird diese diabasisch-körnige Struktur verändert, sobald die Leistenform der Plagioklase irgendwie verloren geht. Nimmt der Feldspat, wie dieses in den so nahe verwandten Gabbros die Regel ist, die Form breiterer Tafeln oder äquidimensionaler Körner an, so entwickelt sich sofort die normale hypidiomorph-körnige Struktur der typischen Tiefengesteine. Es ist hiermit anscheinend stets eine größere Idiomorphie der Augite verknüpft, entsprechend etwa derjenigen der Bronzite in gewissen Noriten und es wird oft recht schwer, zu entscheiden, welcher der beiden Hauptgemengteile die länger andauernde Bildungsperiode besaß. Mit dem Eintritt dieser Strukturform findet eine große Annäherung an die Gabbrogesteine statt und man könnte dieselbe geradezu mit der Gabbrostruktur vergleichen. — Der Gegensatz der diabasisch-körnigen Struktur gegen die normale hypidiomorph-körnige der eigentlichen Tiefengesteine ist ein so auffallender, daß er nur selten der Beobachtung entging und die meisten Erforscher der Diabase geradezu nötigte, an und für sich gleiche Gesteine hiernach verschieden zu benennen. So ist z. B. bei ARCH. GEIKIE in seiner wichtigen Arbeit über die karbonischen Eruptivgesteine des Firth of Forth-Beckens an die Bezeichnung Diabas und Dolerit nicht ein Alters-, sondern ein Strukturunterschied gebunden. Sein Diabas ist ein echter karbonischer intrusiver Diabas mit normaler hypidiomorph-körniger Struktur, sein Dolerit ist ebenfalls ein olivinfreier, karbonischer Intrusivdiabas, aber mit typisch diabasisch-körniger, ophitischer Struktur. Daß der erstere nach GEIKIE's Annahme reichlich Orthoklas, der letztere nur wenig oder keinen besitzt, daß der Dolerit gelegentlich eine Mandelsteinstruktur annimmt, das sind, falls die erste Angabe wirklich zutrifft, begleitende, aber nicht für die Unterscheidung bestimmende Momente. Die effusiven, basisführenden und olivinhaltigen Eruptivgesteine der gleichen Periode, welche unseren Melaphyren entsprechen würden, nennt er Basalte. — Ebenso unterscheidet A. MICHEL-LÉVY bei den prägranitischen, dem Cambrium eingelagerten Diabasen des Beaujolais und Mâconnais ophitische und granitoide Diabase und betont die deutlichen Übergänge der letzteren in Gabbros. — Repräsentanten dieser beiden

Hauptstrukturtypen wird man unter den Diabasen des rheinischen und westfälischen Devons, des Fichtelgebirges und anderer Lokalitäten unschwer auffinden. Seltener schon ist die Ausbildung beider Typen an ein und demselben Vorkommnis; die schönsten mir bekannten Beispiele liefern die großen Whinsill-Lager des nördlichen England (hier liegen die granitoiden Typen in der Mitte der Decke, wo auch die Korngröße des Gesteins die bedeutendste ist), und die Vorkommnisse im Sandstein des Connecticut-Tales.

Klassifikation der Basalte, Melaphyre und Diabase.

Daß eine Einteilung der Basaltgesteine nach deren Struktur nicht wohl durchführbar sei, ohne gleichzeitige Inbetrachtziehung des mineralogischen Bestandes, wird von allen Autoren, welche größere Basaltgebiete untersuchten, ziemlich übereinstimmend anerkannt. Die Gründe liegen einerseits in dem häufigen und raschen Wechsel der Struktur bei konstantem Mineralbestande und an ein und demselben Vorkommen, andererseits in der Wiederkehr derselben Strukturtypen bei sehr verschiedener Zusammensetzung. Die ältesten, auch auf mikroskopischen Beobachtungen fußenden, Versuche zu einer Klassifikation rühren von Bořicky und Sandberger her.

Die Beschäftigung mit den artenreichen Basaltgesteinen Böhmens veranlaßte Bořicky zur Aufstellung der Arten: 1. Melaphyrbasalte, 2. Feldspatbasalte, 3. Phonolith- und Andesitbalte, 4. Trachybasalte und 5. Tachylytbasalte. Der größte Teil der Phonolith- und Andesitbasalte gehört zu den hier als selbständige Gesteinsfamilie behandelten Tephriten und Basaniten. Die Abscheidung der Trachybasalte und Tachylytbasalte beruht bei ihm vorwiegend auf geologischen Momenten; so werden die ersteren als sehr feinkörnige, dunkelgraue oder lichtschwärzlichgraue, Calcit- und zuweilen Zeolith-haltige Gesteine charakterisiert, welche als die jüngsten Glieder der böhmischen Basaltformation gangförmig in den trachytoiden Phonolithen Böhmens aufsetzen, während die Tachylytbasalte, vom Alter der oder noch jünger als die Trachybasalte, durch ihre glasigen Salbänder gekennzeichnet sind. Ihre Grundmasse besteht aus einem Mikrolithengewirr, mit graulich trüber Glasbasis. Die Trachybasalte und Tachylytbasalte Bořicky's sind Monchiquite und Camptonite.

So bleiben denn als selbständige Arten nur die Feldspatbasalte und die Melaphyrbasalte übrig. Diese unterscheiden sich dadurch, daß in der einen Gruppe der Feldspat entschieden herrscht; er bildet etwa zwei Drittel des ganzen Gesteins, während in der andern dieses Mineral höchstens ein Drittel des Gesteins ausmacht. Das sind allerdings zwei recht verschiedene Typen, auf deren Existenz oben mehrfach hingewiesen wurde.*

* Die französische Petrographie unterscheidet Basaltes doléritiques, welche ziemlich genau dem deutschen Dolerit vom Londorf- und Meißner Typus ent-

Sandberger hat die Ansicht ausgesprochen, die basaltischen Gesteine lassen sich je nach dem Gehalt an Ilmenit oder Magnetit in zwei Gruppen teilen, titaneisenhaltige Basalte, für welche er den ursprünglich eine gewisse Korngröße bezeichnenden Namen Dolerit, magnetithaltige Basalte, für welche er die Benennung Basalt schlechthin verwendet. Die Durchführbarkeit einer solchen Klassifikation würde, abgesehen von allen praktischen Schwierigkeiten, durch das mehrfach nachgewiesene Zusammenauftreten von Ilmenit und Magnetit eine sehr fragliche sein. So hat sich denn auch Bücking, z. T. auf Grund von Untersuchungen an denselben Vorkommnissen, auf welche sich Sandberger stützte, gegen diese Einteilung ausgesprochen. Er fand, daß ein beträchtlicher Teil von Sandberger's Doleriten zu den olivinfreien Basalten gehöre, und wies nach, daß ein und dieselbe Decke, welche sich vom Spielberge am Nordrande des Büdinger Waldes über Wächtersbach, Udenhain und Salmünster bis in die Gegend von Marjoß erstreckt, jetzt durch die Täler der Kinzig und Bracht in mehrere Stücke zerschnitten ist, und welche sich auch am südlichen und westlichen Abhange des Büdinger Waldes bis Breitenborn und Rinderbiegen nachweisen läßt, sich aus Dolerit Sandberger mit weiterem Fortschreiten nach W. immer mehr zu Basalt Sandberger entwickelt. Auch chemisch wies Bücking in gewissen Basalten Sandberger's einen hohen Gehalt an Titansäure nach. — Dagegen erkennt Hofmann die Gliederung in Ilmenit- und Magnetitbasalte für das Gebiet des Plattensees an und betrachtet sie, wie oben erwähnt wurde, gewissermaßen als gleichwertig mit einer Einteilung in Basis- und Gipfelbasalte. — Ebenso hält Max Bauer die Sandberger-Streng'sche Trennung von Dolerit und Basalt nach der Natur des Eisenerzes und der verschiedenen Ausscheidungsfolgen, Feldspat-Augit bei Dolerit, Augit-Feldspat bei Basalt im niederhessischen Basaltgebiet für durchführbar und beobachtet keine Übergänge. Doch fand Schwantke, daß in der Gegend von Homberg a. d. Ohm Zwischenglieder vorhanden sind, welche die beiden, wohl charakterisierten Extreme verknüpfen. — W. Schottler unterscheidet am Westrande des Vogelsberges: 1. Ältere basische Strombasalte oder echte Basalte unter den Anamesiten und Doleriten, 2. saure Strombasalte (Anamesite und Dolerite), 3. jüngere basische Strombasalte oder echte Basalte über den Anamesiten und Doleriten und hält die Streng'sche Unterscheidung für in der Regel, aber nicht ausnahmslos, zutreffend. Die sauren Basalte sind im allgemeinen gröberkörnig, oft poros und haben körnige Strukturen, die basischen Basalte sind dicht, kompakt, haben porphyrische Strukturen und führen hie und da Leucit oder »nephelinitoides Glas«. Bei den basischen Basalten folgt in den

sprechen. In der Auvergne werden diese einem bestimmten Horizont, dem Basalte des plateaux, zugewiesen, in welchem jedoch auch basisreiche Formen, so von Cunago inbegriffen sind. — Basaltes labradoriques entsprechen den holo- und hypokristallinporphyrischen Typen und haben als Feldspat der Grundmasse Labradorit; — Basaltes andésitiques haben bei gleicher Struktur Oligoklas oder Andesin in der Grundmasse

Strömen von außen nach innen 1. Glasrinde mit Olivin und gelbem Glase, 2. eine Zone mit Olivin, Augit, Erz und braunem, allmählich lichter werdendem Glase (limburgitische Facies), 3. Hauptgestein, in dem noch Plagioklas und stellenweise Leucit hinzutritt. Bei den sauren Basalten folgen sich ebenso von außen nach innen 1. Glasrinde mit Olivin und gelbem Glase, 2. Zone mit Olivin, Plagioklas und schwarzem, schlackigem Glase, das mit zunehmender Erz- und Augitbildung lichter wird, 3. Hauptgestein mit Olivin, Plagioklas, Erz, Augit und Glasresten. Nach dem Leucitgehalt in den basischen Basalten kann ich den ganzen Komplex nur zu den Trachydoleriten stellen.

Eine einwandfreie und zutreffende, d. h. dem stofflichen Bestande und den natürlichen Verwandtschaftsverhältnissen allseitig entsprechende Gruppierung der neo- und paläovulkanischen Basaltgesteine läßt sich zur Zeit noch nicht aufstellen. Wohl haben die seit der 3. Auflage dieses Buches gesammelten Erfahrungen genügt, die Richtlinien zu erkennen, nach denen weiter zu forschen sein wird, nicht aber die inzwischen erworbenen eigenen besseren Kenntnisse und noch weniger das kaum übersehbare, ungeheure Material danach klar zu ordnen, welches sich in der einschlägigen Literatur angesammelt hat. An früherer Stelle wurde dargelegt, warum zurzeit eine streng begründete Scheidung der Basalte, d. h. der Effusivformen der Gabbromagmen und der Trachydolerite, d. h. der Effusivformen der essexitischen Magmen durchzuführen noch nicht möglich ist. So bleibt mir denn nichts anderes übrig, als die früher in der 3. Auflage gebrauchte Gruppierung beizubehalten und nur an geeigneter Stelle jeweils darauf hinzudeuten, in welcher Richtung nach meiner Ansicht eine bessere Ordnung zu suchen sein wird.

1. **Olivinfreie Basalte.** Dieselben sind nach der Darstellung von H. Bücking, welcher sie nach der in der 1. Aufl. dieses Buches benützten Systematik wegen des Olivinmangels zum Augit-Andesit stellte, in der südlichen Rhön und in der Wetterau verbreitet. Der genannte Autor unterscheidet drei Varietäten, welche nach den Hauptverbreitungsgebieten, dem Großen Nickus, dem Stoppelsberge und dem Taufstein benannt werden. Das erste Vorkommnis nebst den dazu gehörigen vom Sparhofer Küppel scheint eine Decke zwischen Tuffschichten als Liegendem und rotem blasigem Basalt als Hangendem zu bilden. Das Gestein enthält in wechselnder Menge eine bald durch zahlreiche ausgeschiedene Kristallite graue, bald kristallitenfreie, braune Glasbasis mit Kristallen von Plagioklas, hellbräunlichem Augit, Magnetit, hie und da Ilmenit und Apatit. — Das zweite Vorkommnis bildet auf der Höhe des Stoppelsberges über feinkörnigem dunklen Nephelinbasalt, welcher Tuffschichten überlagert, eine ziemlich mächtige Decke. Idiomorpher wasserheller Plagioklas herrscht unter den kristallinen Ausscheidungen und wird von gut idiomorphem, kellgrünlichbraunem Augit, Ilmenit, etwas Magnetit und Apatit begleitet. Die reichliche sehr dunkle Glasbasis dieses Gesteins gelatiniert mit Salzsäure, ebenso wie diejenige der ersten Varietät. Analoge Gesteine treten auf einem Hügel zwischen

Taufstein und Sparhofer Küppel (mit spärlichem akzessorischem Olivin) und am Westabhange des hohen Rain auf. — Die dritte Varietät findet sich in größerer Verbreitung auf dem Plateau des Schwarzenberges zwischen Sparhof und Haubach, am Taufstein, Hohen Rain, Königswald und im Wiesengrunde zwischen Königswald und Höllerseifig. Olivin fehlt vollständig, Plagioklas, neben welchem auch Orthoklas angegeben wird, pleochroitischer Augit, Ilmenit sind die Gemengteile. Eine durch graue Körnchen entglaste Basis scheint bei Verwitterung grünliche Mikrolithe zu liefern. Das erste Gestein vom großen Nickus ist jünger als die Tuffschichten und somit gleichaltrig mit dem Nephelinbasalte des Stoppelsberges, über welchem erst der dunkle olivinfreie Basalt (2. Varietät) liegt. Das Gestein vom Taufstein ist das jüngste Glied. Nach Bücking sind auch die Gesteine von Rüdigheim und vom Schwarzhaupt im Maintal olivinfreie Basalte; ebenso das mit den beiden genannten wahrscheinlich eine zusammenhängende Decke bildende Vorkommen von der Teufelskaute bei Dietesheim.* Proben des letztgenannten Gesteins, welche mir vorliegen, enthalten in allgemeiner Verbreitung einen Bronzit, und sind demnach an anderer Stelle aufgeführt.

Nach Schauf gehören hierher die Basalte aus den unteren Brüchen gegenüber Kesselstadt im Maintal, sowie aus den zwischen Kesselstadt und Dietesheim im Walde liegenden Brüchen. Der untere Dietesheimer Strom wird direkt vom Pliocän überlagert und ist vom oberen Strom durch eine schwarze Tonschicht getrennt, welche verkohlte Hölzer einschließt, die z. T. noch in die Unterfläche des oberen Stroms eingedrückt sind. Der obere Strom bei Kesselstadt ist olivinhaltig. — Nach Wedel ist der grobkörnige Dolerit vom Frauenberge im wesentlichen olivinfrei bis olivinarm, während im Liegenden desselben, durch grüne und rote Tuffe davon getrennt, sich normaler Basalt findet.

Nach Rinne sind die Basalte vom Forstort Kehreiche, Puppengehege und an der Sababurg bei Gottsbüren und von der Lichten Heide bei Hombressen im Reinhardswalde olivinfrei und hypersthenhaltig, ebenso sind die von Bodenfelde, aus dem Ahnetal (auch nach Laspeyres) und von Amelieth im Solling, Blumenhain bei Borken, Buschhorn bei Neuenhain, Hasenbeutel bei Bodenfelde olivinfrei.

Eine sehr große Verbreitung haben nach den Darstellungen von Bréon, Osann und Schirlitz die olivinfreien Basalte in Island und auf den Fär-Oer; es wäre hierher auch das von Osann beschriebene Gestein mit diallagähnlichem Pyroxen zu stellen. — Nach Giu. Piolti sind die Basalte der Prinz Rudolfs Insel im Franz-Joseph Land z. gr. T. olivinfrei, ebenso nach Hamberg fast durchweg die Basalte des König Karl Landes. Sehr wichtig ist die Beobachtung Hamberg's, daß in schlackigen Ausbildungsformen dieser Gesteine am »Gebrannten Hügel« unweit des Passes zwischen dem Sjögrén- und Tordenskjoldberge mit vitrophyrischer Struktur nur schlanke Bronzite oder diese und Plagioklas

* Nach Schauf würde der Olivin hier nur in den oberen porösen Lagen fehlen.

ausgeschieden sind, während die kristallin entwickelten Gesteine keinen Bronzit, sondern nur Augit führen. Mit der Ausscheidung des Plagioklases beginnt bereits eine erkennbare Korrosion der Bronzite. Das sind bemerkenswerte Hinweise für das Verständnis der kristallinen Entwicklung eines Basaltmagmas. Die Mandelräume dieser Basalte sind mit Hullit allein oder randlich mit Hullit, im Zentrum mit Calcit erfüllt. — Auch im nördlichen Britannien, dessen basische jüngere Eruptivmassen eine große Verwandtschaft mit denjenigen Islands und der Fär-Oer zeigen, scheint der olivinfreie Basalt verbreitet zu sein. Ich rechne hierher z. B. den von Teall beschriebenen Cleveland, Cockfield and Armathwaite dyke. — Calkins beschreibt olivinfreie Basalte aus dem John Day Basin, Oregon. — Hansel bespricht olivinfreie Basalte mit dunklen Flecken, welche auf resorbierten Amphibol verweisen, vom Doubrawitzer Berg bei Manetin unfern Pilsen, Hibsch einen olivinfreien Gangbasalt im Tuff nordöstlich vom Schreckenstein und einem ebensolchen Strombasalt von Blatt Aussig. — Nach E. Dana sind die vitrophyrischen Basaltlaven des Mauna-Loa olivinfrei; er nennt sie clinkstone basalts. — Leslie Ransome beschreibt hyalopilitische Basaltgesteine, denen auch z. T. der Olivin fehlt, von Point Bonita am Golden Gate, Cal. Das Gestein hat eine eigentümliche kuglige Absonderung und zeigt stellenweise eine zierlich radialfaserige Anordnung der trichitischen Plagioklasleistchen. Die Struktur — auch mandelsteinartig — hat nach der Beschreibung einen ganz spilitischen Charakter.

Nach Thomas gehören auch die Eruptivmassen des Tarawera von der Eruption des Juni 1886 zu den olivinarmen bis olivinfreien Basalten. — F. Rinne gibt diesen Typus von den Inseln Groß- und Klein-Bahoi an der Küste der Minnehassa in Nord-Celebes an. — K. v. Chrustschoff fand hierher gehörige Gesteine in der Sierra Verde unfern Chihuahua in Mexiko.

Die Struktur dieser Gesteine ist ganz vorwiegend hypokristallin-porphyrisch in der südlichen Rhön und in der Wetterau, ebenso wie in dem von Teall beschriebenen Ganggestein. Sie geht in letzterem öfters in typische Intersertalstruktur über, und diese scheint nach den vorliegenden Beschreibungen bei den isländischen zu herrschen. Aber hier, sowie auf den Fär-Oer, ist daneben holokristallin-porphyrische und hypidiomorph-körnige Struktur vom Meißner-, seltener vom Londorfer Typus verbreitet. Die letztere würde dagegen in den von Judd besprochenen Vorkommnissen des westlichen Schottlands, welche spärlich neben olivinhaltigen Varietäten auftreten, nicht selten sein. Es fehlen demnach anscheinend die echten hyalopilitischen Formen, welche für Augit-Andesite so charakteristisch sind, und das ist einer der Hauptgründe, welche zur Einreihung dieser Gesteine bei den Basalten nötigten, obgleich ihre chemische Zusammensetzung z. T. derjenigen der Augit-Andesite näher steht. Selbst da, wo bei den hypokristallin-porphyrischen Repräsentanten dieser olivinfreien Basalte die Art der Ausbildung sich sehr angenähert hyalopilitisch entwickelt, wie z. B. in einem Gestein

vom Schloß Bieberstein in der Rhön, deutet der Reichtum an opaken Trichiten und an Erzen in der Grundmasse, sowie die gelegentliche augenartige Anhäufung der Augite nach den Basalten hin. — Eine pilotaxitisch-trachytoide Struktur zeigt ein olivinfreier Basalt von der Höhe über Harbach, Sect. Klein Sassen in der Rhön.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß der Unterschied der olivinfreien Basalte und der Olivin-Basalte nicht in dem Fehlen oder Vorhandensein des Olivins seine Berechtigung hat, sondern in der Natur ihres Pyroxenminerals, das, wie bereits oben angedeutet, in den Olivinbasalten zum Augit- und zur Diopsidreihe, in den olivinfreien Basalten dagegen in die Familie der Magnesiumdiopside gehört. Das gilt mit Sicherheit für gewisse Fär-Oer- und nordenglische Vorkommnisse und läßt sich nach Hamberg's Beschreibung auch von den Basalten des König-Karl-Landes aussagen. — Die aus der Rhön und dem böhmischen Mittelgebirge angeführten Beispiele gehören wohl zweifelsohne zu den Trachydoleriten und beweisen für diese die gleiche Unterscheidbarkeit eines olivinfreien und eines olivinführenden Typus.

2. Die **eigentlichen** olivinhaltigen **Basalte** haben eine unverhältnismäßig weitere Verbreitung, als alle andern Abarten. Sie zerlegen sich in zwei allerdings durch alle denkbaren Übergänge verbundene Formengruppen, die feldspatreichen und die felspatarmen, also Bořicky's Feldspat- und Melaphyrbasalte. Die ersteren führen nach Mineralbestand und Struktur besonders gern zu den Augitandesiten und zu den olivinfreien Basalten hinüber. Die letzteren verlaufen ganz allmählich in feldspatfreie Gesteine der Limburgit- und Augitit-Familien. Die weitaus verbreitetsten Strukturformen sind die holokristallin-porphyrische in ihren verschiedenen Typen, und die intersertale. Die Beispiele für diese Gesteine sind zu zahlreich, als daß sie hier aufgeführt zu werden brauchten. Die Menge der untersuchten Vorkommnisse ist seit der 1. Aufl. dieses Buches derart angeschwollen, daß es untunlich ist, wie damals die einzelnen Fundorte anzugeben. Die Verbreitungsgebiete ergeben sich aus der zu Häupten dieses Kapitels angeführten Literatur.

3. **Olivinfreie und olivinhaltige Melaphyre.** Durchaus die gleichen Verhältnisse, welche die olivinfreien und Olivinbasalte zeigten, kehren bei den Melaphyren wieder, und die Unmöglichkeit, Gesteine von stofflich und strukturell identischen Eigenschaften nur wegen ihres geologischen Alters trennen zu wollen, zeigt sich in dieser Familie überzeugend durch Namengebungen, wie z. B. Mesodiabas. Gehört zum Begriff des Diabas das hoch paläozoische Alter, dann enthält die Bezeichnung eine contradictio in adjecto. — Für die Geschichte des petrographischen Begriffs Melaphyr bis zur Zeit des Beginns mikroskopischer Erforschung der Gesteine sei auf die Angaben der petrographischen Lehrbücher verwiesen. In den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts hatte sich aus dem Widerstreit der Meinungen allmählich die Annahme herausgebildet, der Melaphyr sei ein aus Oligo-

klas und Augit nebst Magnetit zusammengesetztes massiges Gestein, also olivinfrei. Besonders der Oligoklasgehalt wurde betont und von diesem wesentlich die Existenzberechtigung des Melaphyrs als einer selbständigen Gesteinsfamilie abgeleitet. Mit dieser Annahme stimmte allerdings die chemische Zusammensetzung der als Melaphyr bezeichneten Felsarten oft nur wenig überein und wohl die meisten Petrographen jener Zeit hielten an der gegebenen Definition nur deswegen fest, weil man keine andere bessere an ihre Stelle setzen konnte, bestimmten dagegen den Melaphyr wohl nie nach dieser Definition, sondern nach dem allgemeinen Habitus und dem geologischen Vorkommen. Und will man die Wahrheit eingestehen, so war auch das geologische Moment das Einzige, was die Melaphyre zusammenhielt und was bei allem Schwanken in den Anschauungen über den mineralogischen Bestand stabil geblieben war. Wenn man sich zu der TSCHERMAK'schen Feldspattheorie bekannte und dann doch gestehen müßte, daß wohl ein Plagioklas in den Melaphyren oft nachgewiesen war, daß aber die spezielle Bestimmung desselben als eines Oligoklas auf recht schwachen Füßen stand, so lag in Wirklichkeit vom rein mineralogisch-petrographischen Standpunkt kein rechter Anlaß vor, den Melaphyr noch länger vom Diabas zu trennen, wenn man nicht in ungebührlicher Weise den »chloritischen Gemengteil« des letztgenannten Gesteins betonen wollte. Das sind Reflexionen, welche unzweifelhaft auf die frühesten mikroskopischen Untersuchungen über Melaphyre influierten. Schon in den ersten Mitteilungen ZIRKEL's über Melaphyre im Anhang zu seiner Arbeit über die Basaltgesteine und mehr noch in der Dissertation von HAARMANN ist der hier aufgestellte Melaphyrtypus stellenweise mit großem Glücke bestimmt. Und dennoch sprach sich schon HAARMANN und nach ihm (1873) ZIRKEL dahin aus, daß der Melaphyr wohl nur eine provisorische Existenz haben könne, daß er bei weiterem Fortschreiten mikroskopischer Untersuchungen bald von der Bühne verschwinden werde, damit sich glückliche Erben in seine Habe teilen, von welcher der Löwenanteil wohl dem Diabas zufallen werde. — Die HAARMANN'sche Arbeit kann gewiß bei keinem ruhigen Leser eine solche Anschauung wachrufen; vielmehr scheint es mir, daß man aus derselben die Überzeugung gewinnen mußte, es bestehe ein meistens der Kohle und dem Rotliegenden zugehöriges Massengestein, welches bei porphyrischer Struktur einen Plagioklas, Augit, Olivin, Apatit und Eisenerze enthalte. Das war ein sehr wohl charakterisierter Typus, dieser Typus war bis dahin nicht mit der gleichen Schärfe erkannt und hatte jedenfalls im petrographischen System bis dahin keine Stellung und keinen Namen. Was lag also näher, als endlich den viel umhergeworfenen Terminus Melaphyr an diesen festen Begriff zu binden. Wenn einige bis dahin zum Melaphyr gerechnete Gesteine sich diesem Typus nicht einverleiben ließen, so bewies das ja doch nur, was man längst ahnte, daß sie eben keine Melaphyre seien, daß man bis dahin unter diesem Begriff heterogene Dinge zusammengefaßt hatte und daß zur Zeit der Kohle und der Dyas

ebenso, wie in allen andern geologischen Epochen verschiedene Massengesteine zur Eruption gelangt waren.

Während Haarmann und auch Zirkel dem einen Extreme zuneigen, und den Melaphyr gänzlich zu beseitigen bereit sind, hat Doelter in der oben zitierten Arbeit über Monzoni-Gesteine sich zu dem andern Extreme hinreißen lassen; er nimmt dem Melaphyr jegliches bestimmte mineralogische Attribut, faßt unter diesem Namen alle schwarzen Porphyre Süd-Tirols zusammen und stellt so unter Berufung auf geologische Schwierigkeiten, die durch Tschermak's Untersuchungen an diesen Vorkommnissen inaugurierte Sonderung derselben wieder in Frage.*

Bořicky adoptiert in seiner reichhaltigen Arbeit über die Melaphyr-Gesteine Böhmens ziemlich genau den Melaphyrbegriff Doelter's und definiert diesen dahin, der Melaphyr sei ein »feinkörniges oder kristallinisch dichtes (selten kleinkörniges), häufig mandelsteinartiges, im frischen Zustande schwärzlichgraues, grünlichschwarzes oder grünlichgraues, im verwitterten Zustande bräunliches oder gelbliches Eruptivgestein der Dyas oder Permformation, das aus einem Gemenge von vorwaltendem Feldspat der Oligoklas- oder Andesin-Reihe (selten der Labradoritreihe) oder von vorwaltendem Orthoklas und Plagioklas mit Augit oder Amphibol (Diallag, Bronzit), Magnetit und mehr oder weniger Olivin besteht und in dem gewöhnlich der augitische Gemengteil zum Teil oder durchgehends durch ein staubig oder körnig glasiges Cäment vertreten wird«. Man sieht, das ist ein zu weit gefaßter Begriff, unter welchen so ziemlich alle dyadischen Eruptivgesteine passen, so wechselnd und verschieden auch ihre Zusammensetzung ist. Die Unhaltbarkeit so dehnbarer Definitionen wird besonders dann klar, wenn man sich vergegenwärtigt, daß z. B. alle tertiären Eruptivgesteine vom Trachyt bis zum Basalt inklusive unter einem ähnlichen Begriff zusammengefaßt werden könnten. In der Wirklichkeit gestaltet sich die Sache in Bořicky's Arbeit nicht so schlimm, weil die böhmischen Melaphyre eben wirklich Melaphyre sind. So fallen zunächst alle Hornblende-Gesteine fort, da Bořicky selbst angibt, daß Hornblende nirgends mit Sicherheit konstatiert werden konnte; von den Orthoklas-Melaphyren wird angegeben, daß sie nicht scharf getrennt werden können, da sie allenthalben in Plagioklas-Melaphyre übergehen. Demnach ist der Orthoklasgehalt, wenn überhaupt in dem Maße unter den Einsprenglingen vorhanden, was ich glaube bezweifeln zu dürfen, im höchsten Falle ein lokaler, nirgends ein wesentlicher.

In der ersten Auflage dieses Buches schlug ich vor, den Namen Melaphyr für die vortertiären porphyrischen Gesteine zu gebrauchen, welche durch die Mineralkombination Plagioklas-Augit-Olivin charakterisiert seien. Es scheint, daß dieser Vorschlag von petrographischer Seite ziemlich allgemein angenommen worden ist. So möge er denn,

* Diese Gesteine gehören indessen wohl kaum zu den Melaphyren, sondern zu den mesovulkanischen Trachydoleriten.

so lange man das geologische Alter bei den Eruptivgesteinen noch im Namen zum Ausdruck bringen will, dieser Gruppe in der oben angegebenen präziseren Fassung und nur mit der Erweiterung verbleiben, daß ebenso wie bei den Basalten der Olivingehalt nicht streng betont werde. Wie es olivinfreie Basalte gibt, so gibt es olivinfreie Melaphyre; hier wie dort scheinen sie in der Minderzahl zu sein. Durch diese Erweiterung verlegt sich das Schwergewicht von der mineralogischen in die chemische Zusammensetzung; statt der Mineralkombination Plagioklas-Augit mit Olivin, welche sich ebenso bei den Augitporphyriten findet, wird das Mischungsverhältnis der Kerne im Magma betont und gefordert, daß dieses demjenigen bei den Gabbrogesteinen entspreche.

Ebenso wie die Grenze zwischen den Augitandesiten und den Basalten, zwischen den Dioriten und Gabbros in chemischer, mineralogischer und struktureller Beziehung eine unscharfe, gewissermaßen eine fließende ist, so ist es auch der Fall zwischen Melaphyren und Augitporphyriten. — Dabei muß man sich gegenwärtig halten, daß selbst in der hier versuchten schärferen Gliederung nach den Strukturverhältnissen innerhalb der Hauptfamilien Augitandesit und Basalt, Augitporphyrit und Melaphyr, jede der erzielten Gruppen noch eine Sammelgruppe bleibt, in welcher wohl unterscheidbare chemisch verschiedene Typen von gleicher mineralogischer und struktureller Ausbildung zu Unrecht vereint sind. — Wenn man das köstliche Analysenmaterial überblickt, welches zumal die preußische geologische Landesanstalt für die Porphyrite und Melaphyre, die geologische Landesanstalt der Vereinigten Staaten für die Andesite und Basalte in den letzten Jahrzehnten geliefert hat, neben all den andern mühevollen Untersuchungen deutscher und ausländischer Petrographen, so erkennt man deutlich, daß das Verhältnis des Kernes $(NaK)AlSi_2$ zum Kerne $CaAl_2Si_4$ in so weiten Grenzen schwankt, daß man einerseits geradezu von keratophyrischer Mischung sprechen könnte, daß aber auch innerhalb des erstgenannten Kernes das Verhältnis von K und Na ein sehr wechselndes und dabei keineswegs etwa streng mit dem Ca-Gehalt wechselndes ist. — In diesem Buche, welches lediglich die mikroskopischen Eigenschaften der Gesteine behandelt, kein Lehrbuch der Petrographie sein will, haben solche Beziehungen keine Berücksichtigung gefunden, wenn sie nicht in irgend einer Weise mikroskopischen Ausdruck gewonnen haben.

In Deutschland treten die eigentlichen Melaphyre und die olivinfreien Melaphyre wesentlich decken- und lagenförmig im Karbon und im Rotliegenden auf und haben ihre Vertreter besonders in dem Saar-Nahegebiet, in Sachsen und Thüringen, wohl allenthalben mit Quarzporphyren, quarzfreien Porphyren und verschiedenartigen Porphyriten vergesellschaftet und durch Übergänge mit den letzten verbunden, zumal mit dem Navittypus der Augitporphyrite. Ganz die dort beschriebene Struktur kehrt ebenso, wie bei den Basalten, auch bei den Melaphyren wieder und zu ihr gesellen sich alle die bei den Basalten erörterten

Strukturtypen mit einziger Ausnahme des Gethürmser Typus,* der mir bisher aus keinem Melaphyr bekannt geworden ist. In den oberflächlich ergossenen Melaphyren scheint die hypokristallin-porphyrische und holokristallin-porphyrische Struktur die herrschende zu sein, nur selten und wie bei den Basalten nur in den kieselsäurereicheren Gliedern sich der hyalopilitischen annähernd. Es kann daher von Einzelbeschreibungen abgesehen und auf die Basalte verwiesen werden.

Ganz besonders verbreitet sind offenbar die Melaphyre von navitähnlicher Struktur mit bald hypokristalliner, bald holokristalliner Ausbildung der Grundmasse. Solche Formen finden sich unter den sächsischen der Gegend von Zwickau, im Becken von Senones nach Vélain, unter den böhmischen Melaphyren nach Bořicky's Darstellung die Vorkommnisse von Walditz bei Kastálov, Pořic bei Semil, Loukov zwischen Ruppersdorf und Semil, Borkov, Kundratitz, Nédves, Zar, Kostálov, Saskal, Liebenau u. a., ferner am Carlton Hill bei Edinburgh, bei Fréjus im Dép. du Var und, um ein recht fernes Beispiel zu wählen, unter den von Oskar Fraas und Möhl beschriebenen Melaphyren, welche von Tuffen begleitet an zahlreichen Punkten im Kreidesandstein des Libanon auftreten, so bei Bscherre.

In Gangform sind Gesteine, welche den basischeren Melaphyren nahestehen, vielfach in der südalpinen Trias verbreitet; sie enthalten nicht selten akzessorisch Hornblende, Biotit, Enstatit und Olivin und wurden von v. Foullon und Lepsius besprochen. In einem solchen Melaphyr des Val Zuccanti beschrieb v. Foullon die Pseudomorphose von Biotit nach Olivin (Iddingsit?). — Auch Törnebohm beschreibt offenbar sehr basische Melaphyre als Gänge im Granit von Strömstad. Einsprenglinge von Augit und Olivin, z. T. auch brauner Hornblende liegen in einer Grundmasse aus Feldspat, Magnetit oder Ilmenit, Augit mit Chlorit oder Hornblende. Die Beschreibung schließt die Deutung dieser Gesteine als Lamprophyre nicht aus. — Eine eigentümliche holokristallin-porphyrische Abart des Melaphyrs wurde mir durch H. Teall's Freundlichkeit aus den Stichill-Bergen bei Kelso in Roxburgshire bekannt. Einsprenglinge von Plagioklas mit den gelegentlich des Tynemouth-Tholeiit besprochenen Korrosions- und Wachstumsphänomenen, ebenfalls stark korrodiertem Olivin und ebensolchem mit Olivin durchwachsenem Pyroxen liegen in einer aus Plagioklas und Augit zweiter Generation bestehenden Grundmasse, die stellenweise recht reichlich auch jüngeren Olivin enthält. Die gegenseitige Durchdringung von Augit und Olivin, welche sonst an keinem Gestein beobachtet wurde, kann förmlich zu einer Art »Mischkristallen« führen, in denen dann oft der Augit in gleichmäßiger Orientierung nach (100) lamellar polysynthetisch verzwillingt ist. — Nach Stein's Beschreibung gehören wohl auch die nach Stur's Beobachtungen dem Rotliegenden untergeordneten

* Es sind fast ausschließlich die Provinzen der Alkalimagmen, in denen dieser Strukturtypus angetroffen wird.

Melaphyre der kleinen Karpathen zwischen Breitenbrunn und Neustift großenteils dem Navittypus an.

Einen strukturell andern Typus der Melaphyre stellen manche Vorkommnisse intrusiver Lagergesteine aus den oberen Cuseler, Lebacher und Tholeier Schichten des Saar-Nahe-Gebietes vor, für welche ich nach brieflicher Mitteilung Lossen's (Brief vom 12. XII. 1885) den von Steininger zuerst gebrauchten Namen Tholeiit benutze. Die echt effusiven Navite und Weiselbergite sind den hangenden Söterner Schichten normal zwischengeschaltet. Das Charakteristische der Tholeiite liegt strukturell darin, daß die Grundmasse in der Form einer hypokristallinen, aber basisarmen Zwischenklemmungsmasse oder Mesostasis auftritt, wie sie S. 1204 beschrieben wurde. Es ist die Intersertalstruktur der Basalte. Durch vollständige kristalline Differenzierung der Mesostasis entsteht eine holokristalline Ausbildung, welche überaus verbreitet ist. Weit seltener ist der Fall, daß die Mesostasis reines Glas oder eine globulitisch gekörnelte Glasbasis darstellt. Die Menge dieser Mesostasis ist stets gering; durch mehr oder weniger vollständiges Verschwinden derselben entwickelt sich eine hypidiomorph-, und zwar stets eine diabasisch-körnige Struktur. Wenn man daher, was gewiß richtig ist, die Diabase von den Tiefengesteinen trennt, so haben sie hier ihre nächsten Verwandten. Und tatsächlich zeigen gerade die Tholeiite überaus oft Diabasfacies. Solche holokristalline und hypidiomorph-körnige Diabasfacies von Tholeiiten sind es, welche Laspeyres unter Zugrundelegung des Gesteines von Norheim Palatinite nannte, allerdings nicht mit Rücksicht auf die Struktur allein, sondern in der Annahme, der Pyroxen sei Diallag und diese Gesteine somit dyadische Gabbro. Wesentlicher aber noch als die eigentliche Mesostasisform der sogen. Grundmasse ist es, daß die älteren Mineralgemengteile dieser Gesteine, unter denen ein wohl stets recht basischer Kalknatronfeldspat (er wird stark von Salzsäure angegriffen und hat sehr schiefe Auslöschungen) und ein Diabasaugit mit oft auch pinakoidaler Spaltbarkeit neben prismatischer die wesentlichen und konstanten sind, eigentlich gar keine echten, älteren, d. h. intratellurischen Ausscheidungen darstellen, sondern in gewissem Sinne zur Grundmasse gehören, d. h. Bildungen der Effusionsperiode sind, welche hier unmerklich mit der intratellurischen zusammenfließt, wie das gerade bei hypoabyssischen Intrusivgesteinen, also auch bei den Ganggesteinen nicht selten ist. Die Intersertalstruktur ist also eine eigentümliche porphyrische Struktur, die, ganz abgesehen von der Erscheinungsform, sich ähnlich wie die spilitische durch das Fehlen rein intratellurischer Bildungen charakterisiert. Daher verbinden sich diese wesentlichen Gemengteile auch in diabasisch-körniger Form, der Plagioklas bildet Leisten in divergentstrahliger oder regelloser Anordnung, welche von Augit, wie von einem Cäment eingehüllt werden. — Übergänge in normale porphyrische Strukturen entstehen dadurch, daß akzessorisch Olivin oder ein ganz farbloser Enstatit in das Gewebe eintreten. Diese beiden Mine-

ralien sind stets idiomorph, was natürlich das Auftreten von Korrosionserscheinungen zumal am Olivin nicht ausschließt, und häufen sich daher auch gern zu Nestern an. In selteneren Fällen gesellt sich ihnen ein, dann ebenfalls idiomorpher, Augit (meistens von heller grüner oder rosaroter Farbe mit geringem Pleochroismus) hinzu. Enstatit und Olivin stehen in einem solchen Wechselverhältnis, daß mit Zunahme des einen der andere an Menge abnimmt.* Der Enstatit ist so verbreitet in diesen Gesteinen, wenn auch oft nur in einzelnen Individuen, daß es sich kaum lohnt, die enstatitführenden Abarten mit einem eigenem Namen zu belegen. Ich hatte für dieselben früher die Bezeichnung Palatinit gebraucht, welche man immerhin beibehalten kann, wenn man dieselbe nicht für die Diabasfacies dieser Tholeiite verwenden will. Alle diese Gesteine enthalten reichlich Eisenerze, zumal Ilmenit. — Zu den enstatitarmen oder enstatitfreien Tholeiiten gehören u. a. die Vorkommnisse aus dem ersten Bahneinschnitt von St. Wendel nach der Türkismühle, von Roschberg, vom Steinbruch am Höchster westlich von Theley, von Bergweiler am Ausgang nach Dersdorf, zu den enstatitreichen die Gesteine vom Schaumberg bei Tholei, von Martinstein u. a. m.

Durch zunehmenden Olivingehalt allein unterscheiden sich die Olivintholeiite, welche geologisch und kartographisch nach Lossen u. a. nicht vom Tholeiit und Palatinit zu trennen sind. Auch die Struktur ist die gleiche, wie bei Tholeiit; Übergänge in hypidiomorphkörnige, den Olivindiabasen genau entsprechende Formen sind nicht selten. Andererseits entstehen durch Zunahme der, dann wohl stets rein oder globulitisch-gekörnelten glasigen, seltener mehr oder weniger mikrolithisch entglasten Mesostasis basisreiche Gesteine, denen dann ganz naturgemäß der Augit der zweiten Generation, welcher ja jünger ist, als der Feldspat, fehlt — eine Erscheinung, welche oft in der Literatur hervorgehoben wird. Auch bei dem Olivintholeiit ist außer dem Olivin und Ilmenit oft eine durchaus idiomorphe ältere Augitgeneration vorhanden (5 Minuten von Oberkirchen, links der Straße nach Schwarzerden). Dieser Typus hat im Saar-Nahe-Gebiet eine sehr große, nach Lossen's Untersuchung mit dem Tholeiit und Palatinit zusammenfallende Verbreitung. Einige Fundorte sind: Lastergraben N. von Überroth bei Wadern, 10 Minuten von Braunshausen, Mühle bei Neipel am Ausgang nach Limbach, Weg von Roschberg nach Urweiler, Storz und Bergkopf bei Dersdorf, S. von Obernheim und W. von Bauwald, Bergweiler, Alsfassen, 6 Minuten N. von Salbach, SW. der Gombacher Mühle bei Bliesen, Erzweiler. — Nach den Beschreibungen von Leppla gehören hierher die Vorkommnisse von Eulenbis, Höringen, Wingertsweiler, Winnweiler, Katharinenthal N. von Imsbach, Reiselberg und Pfaffen-

* Ich übernehme diesen Abschnitt unverändert aus der 3. Auflage, weil er ohne jede Beeinflussung durch vorgefaßte Meinung die neuerdings von W. Wahl so deutlich erörterten Beziehungen von rhombischem Pyroxen, Olivin und Magnesiumdiopsid (vergl. oben S. 1180) erkennen läßt. Der hellgrüne oder rosarote schwach pleochroitische Augit gehört zur Gruppe der Magnesiumdiopside.

thalerwald S. Fockenberg, Callwiesweiher im Idartal (durchaus diabasisch-körnig); ferner ein langer Zug zwischen Kreimbach im Lautertal gegen NO. über Niederkirchen, Heimkirchen, Imsweiler, Ruppertsecken, Mariental bis nach Orbis, welcher sich durch die Metamorphosen im Liegenden und Hangenden als intrusiv erweist, während die erstgenannten Ergüsse sind.

Nach Chelius' Darstellung kehrt diese Form im rechtsrheinischen Rotliegenden bei Traisa und Messel nördlich von Darmstadt wieder. In dem Intrusivlager von Darmstadt entdeckte Chelius hellerfarbige Gänge, deren Feldspat saurer und deren Gehalt an farbigen Gemengteilen weit geringer ist, als im Lagermelaphyr. Diese Gänge verhalten sich zum Lagermelaphyr wie Aplit zu Granitit. Der Lagermelaphyr hat 43% SiO_2, der Gangmelaphyr 52%. Dasselbe Verhältnis wiederholt sich bei Traisa. — Nach Bücking gehört hierher die mächtige Decke vom Hühnberg und andere kleinere Vorkommnisse der Gegend von Schmalkalden in Thüringen. — C. Riva beschreibt Olivintholeiit unter dem Namen Diabase olivinico aus der südalpinen Trias im Val Sabbia.

Sehr verbreitet ist dieser Typus auch in andern Melaphyrgebieten. So gehören nach mir durch Autopsie bekannt gewordenen Vorkommnissen hierher Bořicky's augitreiche Melaphyre Böhmens (Wichova, Horensko, Starkenbach, Lomnitz, Kosinetz, Hrabačov, Brauná u. a.), die von Cohen beschriebenen Gesteine von Cloof bei Capetown und Taba Umlutschue (gangförmig in Granit) in Südostafrika, Keseibe im Distrikt Metn in der Kreide des Libanon, nach Siepert auch argentinische Vorkommnisse (Salinas de Bustos, La Rioja).

In den Beschreibungen, welche Allport und Teall von englischen, schottischen und irländischen Trappen geben, erkennt man ebenfalls den Olivin-Tholeiit-Typus oft mit Sicherheit. — Nach Arnold Bemrose gehören hierher karbonische »dolerites« von Derbyshire, die z. T. auch Navit-Charaktere an sich tragen, nach Lapworth und Watts Intrusivlager, welche im südlichen Shropshire die *Pentamerus*-Kalke metamorphosiert haben. —

Mit den Tholeiiten besitzen auch gewisse Ganggesteine des nördlichen England, welche Teall beschrieben hat, eine große Ähnlichkeit. Dieselben durchbrechen die Schichten der Kohle, ohne in das Perm einzudringen, und senden gelegentlich intrusive Lagergänge in die Schichten. Hierher gehören die als Hett-dyke, Tynemouth-dyke und Hebburn-dyke bezeichneten Vorkommnisse. Ganz besonders wichtig sind die von Teall gebührend hervorgehobenen Ähnlichkeiten dieser Gänge mit dem intrusiven Whinsill einerseits und mit Gängen desselben Gebiets, welche bis in den Oolith hinaufgreifen und wahrscheinlich der miocänen Eruptivperiode des nördlichen Britannien angehören. — Auch die in Deutschland so häufige Verknüpfung der Tholeiite mit Melaphyren fehlt nicht; zur letzteren Gruppe gehört der Morpeth-dyke. Genetisch interessant ist es, daß die Anorthit-Einsprenglinge des Tyne-

mouth-dyke, dessen Struktur aus der intersertalen in die normal porphyrische lebhaft hinüberspielt, wo sie nesterartig sich zusammendrängen, gegeneinander allotriomorph, gegen die Gesteinsgrundmasse hin idiomorph begrenzt sind. Dieses, sowie der Umstand, daß eine äußere Anwachszone derselben sich um einen stark korrodierten Kern mit unregelmäßigen Umrissen legt, spricht deutlich für die ältere Bildung der Anorthit-Einsprenglinge gegenüber der intersertal-struierten Hauptmasse des Gesteins.

Nach Pumpelly's Beschreibung, sowie nach derjenigen von Irving u. a. ist auch in der copper-bearing series vom Lake Superior dieser Typus und seine Übergänge in die Olivindiabase verbreitet. Hier scheint auch eine spilitische Melaphyrform aufzutreten. — Eine Gangformation von tholeiitischem Charakter, größtenteils olivinfrei, lernte ich durch Herrn H. Bauer aus dem Iguape- und Jacupiranga-Tal in San Paulo, Brasilien, kennen. Die Gesteine setzen in Gneiß, Tonschiefern und weißen körnigen Kalken auf und haben stellenweise spilitische Ausbildungsformen mit geradezu trichitischer Gestaltung des Augits.

Lagorio beschreibt neocome Melaphyre, welche die Typen der Nahe-Gesteine wiederholen, aus dem Tale des Bodrek und der Alma. Sie bilden Gänge und Stöcke; mit ihnen kommen zusammen enstatitführende Tholeiite und Weiselbergite vor.

Zweifelhaft ist die Stellung eines Gesteins, welches G. vom Rath (Z. D. G. G. 1868. XX. 330) von Campligia maritima in Toscana als Augitporphyrit beschrieben hat. In einer licht- bis dunkelgrünlichgrauen, vor dem Lötrohr schmelzbaren Grundmasse liegen Orthoklas, Plagioklas, Augit mit z. T. uralitischem Aussehen, Magnetit, dunkler Glimmer, Quarz, welcher von Epidot umhüllt wird oder diesen einschließt, und Olivin. — Ähnliche Einsprenglingskombinationen fand Hussak in sehr zersetzten Gesteinen aus dem Uteri- und Gustavschacht der Liaskohle von Steierdorf im Banat. In einem solchen der erstgenannten Lokalität führen die Quarzeinsprenglinge Glasdihexaëder. Biotit und Amphibol treten zusammen auf, daneben Pseudomorphosen von Karbonaten, welche von Olivin oder Pyroxen abstammen.

4. Diabas. Kein anderes Ergußgestein ist in innigerer Weise mit den Schichten verknüpft, in denen es auftritt, und trägt so deutlich den Charakter eines Formationsgliedes, wie der Diabas, der Flötzgrünstein. Dieser Umstand, sowie die Schwierigkeit einer exakten mineralogischen Bestimmung vor Anwendung des Mikroskops erklärt es, daß man bei den Diabasen dem geologischen Alter eine so hohe Bedeutung zuschrieb. Rechnet man hinzu, daß in Deutschland, wo von jeher die Petrographie eifrige Vertreter hatte, die dem Schiefergebirge zugehörigen Diabasgesteine einen recht abweichenden Habitus von demjenigen haben, welche jüngeren oder doch mechanischen Störungen nur wenig oder gar nicht ausgesetzten Schichtenreihen angehören, so wird die früher herrschende Auffassung dieser Gesteinsgruppe und ihre Begrenzung nicht mehr auffallen. Heute, wo lagerhafte Gesteine mit genau der

gleichen mineralogischen Zusammensetzung und Struktur aus dem Karbon Englands und Schottlands, aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes, aus dem triadischen Sandstein des Connecticut-Tales, aus dem Flysch Bosniens bekannt sind, würde eine allzu strenge Berücksichtigung des geologischen Alters um so weniger gerechtfertigt werden können, als man mit einiger Sicherheit die habituellen Unterschiede der Diabase des Schiefergebirges von denjenigen weniger gestörter Schichtenkomplexe auf dieselben Momente zurückführen kann, welche den Schiefercharakter der älteren Formationen bedingen. Nur in dem eigentlichen Grundgebirge fehlen scheinbar die Diabase; hier nimmt offenbar eine Abteilung der Amphibolite und Grünschiefer ihre Stelle ein. Es ist daher an dieser Stelle dem geologischen Alter kein Einfluß auf die Klassifikation der Diabasgesteine eingeräumt. Wenn man von einigen weniger glücklichen, oder doch nur lokale Bedeutung gewinnenden Gruppierungsversuchen absieht, so waren es wesentlich Gümbel und Törnebohm, welche eine Zerlegung der Diabasgesteine in mehrere wohl charakterisierte Typen unternahmen. Überblickt man die Gesamtheit der bekannten Diabastypen, so kehrt auch hier wieder der Unterschied zwischen olivinfreien und olivinhaltigen Ausbildungsformen wieder, den wir bei Basalten und Melaphyren fanden. Hier aber sind nach den bisherigen Erfahrungen die olivinfreien Formen die weitaus häufigeren. Ob das, wie mehrfach oben als wahrscheinlich hervorgehoben wurde, allein mit der weiten Verbreitung des Magnesiumdiopsidtypus der Pyroxene zusammenhänge, wollen wir vorsichtig dahingestellt sein lassen.

Zu dem normalen Bestande der **olivinfreien Diabase** gesellt sich nur bei ganz wenigen Vorkommnissen primäre Hornblende oder Magnesiaglimmer in stets sehr untergeordneter Menge; dagegen sind Calcit und andere Karbonate, Chlorit, Uralit, Epidot, Quarz und Leukoxen als sekundäre Gemengteile allgemein verbreitet, zumal im Schiefergebirge. Pyrit ist häufig vorhanden. — Was Gümbel von den silurischen und devonischen Diabasen des Fichtelgebirges behauptet, daß sie nämlich recht monotone Gesteine seien, läßt sich mit gutem Rechte von den meisten andern gleichfalls sagen. Allenthalben dieselbe Zusammensetzung und die gleichen beiden Hauptstrukturtypen, welche oben beschrieben wurden. Nur durch den verschiedenen Grad der Zersetzung und Umbildung und die hieraus sich ergebenden mannigfachen Neubildungen, sowie durch die in sehr wechselndem Grade deutlichen Spuren mechanischer Deformationen entwickelt sich eine gewisse Mannigfaltigkeit. Die Umwandlung der Feldspate in grüne fasrige Substanzen (Pseudophit?) ist besonders schön ausgeprägt in den Gesteinen von Nordeck und Goldberg bei Goldkronach. Etwas Biotit findet sich öfters (Schlegel), ebenso Fetzen von brauner Hornblende (Lehestenwald).

Auch die sächsischen und thüringischen Diabase, soweit ich sie habe kennen lernen, zeigen keine besprechenswerten Eigentümlichkeiten. Dathe, der eine größere Anzahl der ersteren beschrieben hat, erwähnt die öfters vorkommende Umwachsung des Ilmenits durch Magnesia-

glimmer. Er hat dieselben nach dem Quarzgehalt eingeteilt; doch dürfte letzterer in den meisten Fällen wohl als sekundär anzusehen sein. Manche der von ihm zum eigentlichen Diabas gestellten Vorkommnisse der Lausitz werden heute zum Proterobas gestellt, nach GÜMBEL's Vorgang. Die ostthüringischen Diabase beschrieben LIEBE und C. A. MÜLLER.

Ebenso sind die schönen körnigen Diabase aus dem liegenden Teile der Wieder Schiefer des hercynischen Systems, über deren endomorphe und exomorphe Metamorphosen wir LOSSEN so wichtige Aufklärungen verdanken, wenn man von den oben besprochenen Strukturvarietäten absieht, sehr gleichmäßig ausgebildete Gesteine. Grüne Strahlsteinhornblende findet sich akzessorisch im Diabas von Mägdeberg; durch ihre zierlichen Chloritsphärolithe zeichnen sich manche Vorkommnisse von Lerbach und Hasselfelde, durch hohen Gehalt an sekundärem Calcit mit stark verbogenen Blätterdurchgängen der Diabas vom Ramsenberge bei Wippra aus.

Mechanische Strukturformen, welche in den Tiefengesteinen des Schiefergebirges eine so auffällige Rolle spielen, kommen bei den Diabasen weit seltener zur Wahrnehmung, als man nach ihrer Einlagerung im Schiefergebirge erwarten sollte. Diese auffällige Tatsache erklärt sich wohl am einfachsten dadurch, daß die dynamometamorphen Prozesse in den Diabasen so durchgreifende Veränderungen im Mineralbestande und damit auch in der Struktur hervorbrachten, daß dadurch im Gestein der Diabascharakter geradezu vollständig vernichtet wird. Diese Veränderungen werden in einem späteren Abschnitt des Kapitels über die Diabase ihre Darstellung finden. Hier sei nur kurz betont, daß auch bei wenig verändertem oder unverändertem Mineralbestande unverkennbar mechanische Phänomene zur Entwicklung gelangen können. Ich rechne hierher die Biegungen der Zwillingslamellen im Feldspat und die oft überraschend große Verbiegung von Augitkristallen, wie sie neben manchen andern Vorkommnissen zumal ein Diabas von Stammrod bei Harzgerode am Harz und solche aus der Gegend von Hof im Fichtelgebirge zeigen. Auch SCHAFARZIK gedenkt dieses Phänomens in einem Flyschdiabas von Doboj in Bosnien. Wo in solchen Gesteinen bei der mechanischen Deformation der Gemengteile deren Elastizitätsgrenzen überschritten wurden, bildeten sich Klüfte, welche gewöhnlich in ununterbrochener Richtung durch viele Gemengteile hindurchsetzen und an deren Rändern dann oft eine hochgradige Trituration der Mineralien stattgefunden hat. Zumal der genannte Harzer Diabas zeigt auch dieses Phänomen ungewöhnlich deutlich ausgeprägt.

Im rheinischen Schiefergebirge, diese Bezeichnung im weitesten Sinne genommen, sind die Verhältnisse ganz die gleichen. Der dem Cambrium des Hohen Venn zugehörige, von A. RENARD beschriebene Diabas von Challes bei Stavelot zeigt deutlich die mit dynamometamorphen Vorgängen verknüpften Veränderungen in seinem Mineralbestande. Ob mit dem Auftreten der Diabase im Unter-, Mittel- und

Oberdevon, oder im Culm am östlichen Rande des Schiefergebirges irgendwelche konstante oder sicher konstatierte Verschiedenheiten in Zusammensetzung oder Struktur verbunden seien, läßt sich heute noch nicht sicher erkennen, scheint aber kaum der Fall zu sein. Chelius, der diesen Punkt berührt, gibt an, daß die grobkörnigen unterdevonischen Diabase am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges (Grenze von Kurhessen und Waldeck) sich von den gleichstruierten Culmdiabasen derselben Gegend durch partielle, die feinkörnigen durch totale Ersetzung des Augits durch Chlorit unterscheiden; also nur ein pathologischer, kein wesentlicher Unterschied. In dem früher zum Gabbro gestellten, den Koblenzer Schichten eingeschalteten Diabas von Ehrenbreitstein finden sich um den Augit oft recht breite Ränder von Hornblende, deren braune Farbe sehr allmählich ins Grüne übergeht. Fetzen von brauner Hornblende finden sich gelegentlich, solche von Biotit, der im Chlorit liegt und sicher sekundär ist, ziemlich allgemein in den Diabasen der Lahn- und Dillgegend (Buchenau, Wissenbach, Dillenburg, Herborn usw.). Quarz, wohl stets sekundär, ist allenthalben, Opal dagegen sehr selten (Eisenrot) und dann fast stets mit Chalcedon gemengt nachzuweisen. Akzessorischen Olivin enthalten einige Handstücke von Buchenau a. d. Lahn, andern fehlt er vollständig. — Die im linksrheinischen Devon des Saar- und Moselgebietes eingelagerten Diabase zeigen z. T. sehr weitgehende Veränderungen des Augits in Uralit und Amphibol, des Feldspats in schwer zu deutende polygene Aggregate, so daß dieselben von v. Lasaulx z. T. sogar als Amphibolite und Diorite beschrieben wurden. Diese Gesteine nähern sich bei grobem Korn oft in hohem Grade der Gabbrostruktur und zeigen das typisch-ophitische Gewebe gewöhnlich nur bei feinerem Korn.

Nach Gürich treten Diabase, welche z. T. stark uralitisiert sind (der sogen. Uralitporphyr von Janowitz gehört hierher), in der niederschlesischen Tonschieferformation lagerartig auf, die er z. T. zum Urtonschiefer, z. T. zum Untersilur stellt. Auch was er aus der zum Untersilur gerechneten Zone als Diorite beschreibt, scheint zu den Diabasen zu gehören, und zwar zu der von Gümbel als Epidiorit bezeichneten Abteilung derselben. Das geht aus seiner eigenen Schilderung der strukturellen Eigenschaften dieser Gesteine deutlich hervor.

In England sind die Diabase in allen paläozoischen Formationen vom Cambrium (Holyhead Island, Gegend von Llanberis in Wales) an durch Silur und Devon (Cumberland, Westmoreland) bis in das Carbon (Becken des Firth of Forth) in typischer Ausbildung und mit allen Charakteren der deutschen Diabase zur Entwicklung gelangt. Schöne Übergänge zu diabasporphyritischer Facies scheinen in Westmoreland (Helwellyn) vorzukommen. Die karbonischen Diabase der Gegend von Edinburgh scheinen ähnlich den Harzer Diabasen gelegentlich eine Art Mesostasis zu führen.

Auch die normalen Diabase im skandinavischen Silur, im Übergangsgebirge der pyrenäischen Halbinsel, in der Keweenaw Series am

Lake Superior* und anderer Lokalitäten besitzen durchaus im frischen und veränderten Zustande den Charakter der deutschen Repräsentanten.

Von jüngeren Diabasen, wenn man diesen Namen nur zur Bezeichnung der Struktur gebraucht, möge es genügen, einige Beispiele aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes anzuführen. Hierher gehört z. B. das von Laspeyres als Palatinit (d. h. dyadischer Gabbro in seinem Sinne) bezeichnete Gestein von Norheim (mit etwas akzessorischer, grünfasriger Hornblende), Gegend von Schwarzerden, Herchweiler, Steinberg bei Oberlinzweiler auf der rechten Seite der Blies, Steinberg bei Baltersweiler, Grügelborn (mit etwas Enstatit, der zu Bastit verändert ist), Störzelberg bei Wolfstein (mit starker Annäherung an porphyritische Struktur und oft sehr zierlichen Feldspatsphärolithen) u. a. Das sind eben holokristalline Tholeiite oder Tholeiite in Diabasfacies.

Törnebohm bespricht normale Diabase Grönlands, welche die obere Kohle und Trias durchbrochen haben, v. Drasche solche Spitzbergens, welche lagerartig und gangförmig in den Sedimentformationen bis zum Tertiär hinauf vorkommen.

Nach den Angaben von Schafarzik und C. v. John treten in der Flyschzone Bosniens grobkörnige Diabase mit gabbroähnlicher und feinkörnige mit ophitischer Struktur auf; die letzteren scheinen jedoch zu porphyrischer Ausbildung zu neigen, wie sich aus dem Vergleich derselben mit alpinen Triasgesteinen schließen läßt, den C. v. John anstellt.

Unter dem Namen Leukophyr trennte Gümbel von dem eigentlichen Diabas ein »gegenüber dem Diabas auffallend hellfarbiges Gestein mit saussüritartigem Plagioklas, blaßgrünem Augit (ohne Hornblende und selten mit rötlich-braunem Augit), mit einem chloritischen Gemengteil in großer Menge und plattenförmigem Titaneisen. Alter obersilurisch.« — Karbonate sind meistens sehr reichlich als Zersetzungsprodukte vorhanden. Gümbel zählt hierher die Vorkommnisse von der Wartleite bei Köditz, aus dem Saaltale bei Unterkotzau, Trogen, Feilitz, Naila, Stadt Steinach, Schlegel im Fichtelgebirge, sowie die thüringischen unfern Schadental und bei Groß-Neundorf unfern Gräfental. Ich rechne zu den Leukophyren die Diabaslager im Steiger Schiefer am Südabhang des Hochfeldes in das Weiler-Tal im Unterelsaß. Dieser Leukophyrtypus scheint jedoch verbreiteter zu sein; so kenne ich ihn vom Swirrel Edge im Lake-Distrikt des nördlichen Englands. — Unter allen diesen Vorkommnissen ist keines frisch und es muß dahingestellt bleiben, ob dem Leukophyrtypus eine Selbständigkeit zukomme oder

* Lawson wies nach, daß die bisher fast allgemein für effusiv gehaltenen Diabas- (und Granophyr-) Lager in der Animikie-Stufe am NW.-Ufer des Lake Superior in Wirklichkeit intrusive Sills von Diabas und Olivindiabas seien mit Übergängen aus der diabasisch-körnigen in die porphyritische Struktur im Hangenden und Liegenden, in die gabbroide im Zentrum der Lager. Diese Intrusionen sind jünger als Keweenaw, denn sie treten auch in der Keweenaw Series auf.

ob die Armut an farbigen Gemengteilen, d. h. an Augit, lediglich, wie viele Kenner dieser Gesteine behaupten, eine Folge der Zersetzung sei. Die Analyse des Leukophyrs von der Wartleite bei Köditz läßt sich, das muß man zugeben, nicht wohl als Stütze für die Selbständigkeit des Leukophyrtypus anführen. Liebe und mit ihm Lossen haben sich gegen die Berechtigung des Leukophyrtypus ausgesprochen.

Gümbel trennte ferner von den Diabasen gelegentlich seiner Untersuchungen an den fichtelgebirgischen Gesteinen einen Typus ab, den er mit dem Namen Epidiorite belegt hat. Nach seiner Darstellung sind das in schmalen Gängen zwischen obercambrischen und untersilurischen Schichten auftretende, mineralogisch durch einen fasrigen Amphibol von grüner Farbe, Plagioklas in Putzen oder Leisten, untergeordneten rötlichbraunen oder grasgrünen Augit, einen chloritischen Gemengteil in unregelmäßigen Putzen, Titaneisen mit Leukoxen oder Magnetit, Pyrit und Apatit charakterisierte Gesteine. Der Plagioklas soll nach der Analyse z. T. ein Labradorit, z. T. saussüritartig, der chloritische Gemengteil aus Hornblende und Augit, z. T. auch aus einer Zwischenklemmungsmasse hervorgegangen sein. Gümbel zählt hierher u. a. die Vorkommnisse von Eisenbühl bei Naila, Hirschberg, Moos, Blankenstein, Tiefengrün, Goldkronach, Metzlersreuth im Fichtelgebirge, Sauerstein bei Königssee unfern Saalfeld in Thüringen und Gökum in Schweden. Faßt man die Form des geologischen Verbandes und die Altersgrenze weniger eng, so kehrt dieser epidioritische Typus in weiter Verbreitung in den Vogesen (Château Lambert, Oberbruck, Saulx, Dolleren, Biarville, Sanelberg bei Barr u. a. O.), in Cornwall (nach Beschreibungen von Phillips), im Brazil Wood, Charnwood Forest (nach Hill und Bonney, Allport), in den Ardennen (Champ St. Véron nach Vallée-Poussin und Renard), im Mâconnais und Beaujolais (nach Michel-Lévy), im böhmischen Silur (nach Helmhacker), im westrheinischen Schiefergebirge nach v. Lasaulx), bei Tintagel in Nordcornwall nach Hutchings, in der Lizard-Gegend in Cornwall nach Fox und Teall, in der Grafschaft Wicklow, Irland, nach Hatch, im nordwestlichen Irland nach Hyland, im Cambrium der Gegend von Lanmeur, Dép. Finistère nach Barrois, auf der westindischen Insel Aruba nach Kloos, in der Kolonie Eritrea in Abessynien nach Bucca, bei Axim in Westafrika nach Gürich usw. wieder. Eine gewisse Variabilität des Typus wird durch das gelegentliche Eintreten von Quarz oder von brauner Hornblende, bezw. braunem Glimmer erzielt. Muß es schon auffallen, daß dieser Diabastypus nur im dislocierten Gebirge, nirgends in ungestörten Schichtensystemen gefunden wird, so ergibt eine sorgfältige Verfolgung dieses Typus nach dem normalen Diabas einerseits, dem Amphibolit gewisser altpaläozoischer Schichtensysteme andererseits, daß derselbe keine normale Gesteinsgruppe, sondern eine Etappe auf dem Wege der Metamorphose von Diabas zu Amphibolit darstellt. Diese Ansicht hat sich wohl zuerst bei dem Studium hierher gehöriger Typen aus dem Schiefergebirge von New Hampshire, U. S. A., die er metamorphic

diorites nennt, G. Hawes aufgedrängt. Auch die diesem Typus so oft eignende, wenn auch gelegentlich recht versteckte Schieferstruktur erkannte der genannte Forscher bereits. Liebe, welcher diese Gesteine in der Gegend untersuchte, wo von Gümbel der Begriff aufgestellt wurde, sprach es zuerst entschieden aus, daß der Epidiorit einst ein etwas Hornblende führender Diabas war, welcher seinen jetzigen Habitus sekundär durch Umwandlung des Augits in Hornblende und Chlorit und eines Teiles seines Plagioklases hauptsächlich in Albit und Calcit erhalten habe (Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen u. d. Thüring. Staaten Bd. V. H. 4. S. 83). Liebe und Zimmermann zeigten ferner, daß es auch Epidioritschalsteine gebe, die sie geradezu mit den chloritischen Hornblendeschiefern der sächsischen geologischen Karte in den Grenzgebieten gegen Thüringen vergleichen. Lossen, der diese Metamorphose mit dem ihm eigenen Scharfblick im Harz studiert und durch Schrift und Bild in vollendeter Darstellung erörtert hat, schloß sich dieser Auffassung entschieden an, deren Richtigkeit ich bereits seit Jahren nach dem Erscheinen der ersten Auflage dieses Buches gleichfalls erkannt und teils in Referaten selbst oder in Arbeiten meiner Schüler (M. Miklucho-Maclay, N. J. 1885. I. 69) durch diese habe aussprechen lassen. — Daß der in einem bestimmten Stadium in den Epidioriten vorliegende Gang der Diabasmetamorphose durchaus parallel der Bildung der Saussüritgabbros aus normalem Gabbro ist, beweist der in den Epidioriten oft auftretende Epidot, sowie der gleichfalls diesem Gestein nicht fremde Zoisit (Jägersruh bei Nordhalben im Fichtelgebirge).

Mit dem Namen **Proterobas** belegte Gümbel ein vor- bis mittelsilurisches Massengestein, welches aus brauner oder grüner, nicht stark fasriger Hornblende, rötlichbraunem Augit, zweierlei plagioklastischen Feldspaten, einem chloritischen Gemengteil, vorwaltendem Ilmenit, spärlicherem Magnetit, meistens auch mit etwas Magnesiaglimmer besteht. Die Altersgrenze wird von Gümbel selbst nicht ganz strenge innegehalten; die Angabe von zweierlei Feldspat beruht auf dem Vorhandensein eines »saussüritischen« Feldspats neben Labradorit oder Oligoklas; die Hornblende ist bei brauner Farbe meistens vollständig kompakt und hat den Habitus der basaltischen Hornblende. Ein ursprünglicher geringer Quarzgehalt ist ziemlich verbreitet. Die Existenzberechtigung des Proterobas als eines selbständigen Typus würde demnach, da die fasrige grüne Hornblende auch hier oft mit großer Sicherheit als sekundär (Uralit und Aktinolith) erkannt werden kann, auf die Anwesenheit primären Amphibols von meistens brauner, selten grüner Farbe sich stützen müssen; die Unterscheidung von dem mineralogisch gleich zusammengesetzten Augitdiorit wäre in der Struktur zu suchen. Zu dem Proterobastypus zählt Gümbel außer den fichtelgebirgischen Vorkommnissen vom Ochsenkopf bei Fichtelberg, Heilig Grab bei Hof, Goldkronach, Hallerstein, Wiersberg, Kupferberg, Steben, Feilitz u. a. auch diejenigen von Neustadt bei Stolpen in Sachsen, Rübeland am Harz,

Dillenburg in Nassau und vom Ballon de St. Maurice in den Vogesen. Man hat demselben noch angeschlossen eine Reihe von Lausitzer Diabasen (Strehwalde, Göda, Stiebitz, Großschweidnitz, Eberbach, Kottmarsdorf u. a.), den als Winzenburger Diorit bekannten Diabas von der Roßtrappe am Harz, einzelne gangförmige Massen aus dem Amphibolgranitit von Hohwald in den Vogesen oder seiner nächsten Umgebung, ferner mehrere linksrheinische Vorkommnisse von Kürenz bei Trier, aus der Gegend von Saarburg, sowie von Hahnenbach bei Kirn, und rechtsrheinische aus der Gegend von Dillenburg und Herborn. — Nun hat aber auch hier Lossen darauf aufmerksam gemacht, daß sicherlich in manchen Fällen selbst die kompakte Hornblende von grüner und brauner Farbe sekundär sei und daß demnach Gesteine, die eine solche führten, nicht von den normalen Diabasen getrennt, sondern als sekundär veränderte Formen derselben zu betrachten seien. Er fordert eine derartige Auffassung ganz besonders für das Roßtrappe-Gestein. Bei einer Revision der deutschen Proterobasvorkommnisse ergibt sich, daß die meisten derselben mehr oder weniger deutliche Spuren von Kataklasstruktur besitzen, daß ein Gehalt an Hornblende, die nicht sicher sekundär sei, sehr oft ganz fehlt oder doch nur in so geringen Mengen vorkommt, daß man denselben kaum betonen darf, daß in wieder andern dieser Gesteine eine den Diabasen fremde Struktur sich findet und daß sie fast alle sekundären, aus Chlorit hervorgegangenen Biotit führen. Von den fichtelgebirgischen Repräsentanten, die ich studieren konnte (Heilig Grab, Ochsenkopf, Buttermühle, Galgenleite, Kißling bei Steben, Küllreuth, Tresselwald), enthält nur das Gestein von der Galgenleite unzweifelhaft neben primärem rötlichem Augit auch primäre rotbraune Hornblende. Beide Mineralien bilden große idiomorphe Kristalle, welche in einer feinkörnigen Grundmasse von leistenförmigen Plagioklasen liegen. Die Struktur erinnert sehr lebhaft an diejenige gewisser Teschenite.

In den Lausitzer Proterobasen bildet der selten braune, meistens grüne Amphibol zumeist nur fetzenartige Einschlüsse im Augit oder er umgibt ihn mit einem schmalen Mantel (Stiebitz, Strehwalde). Das Gestein aus dem Bahneinschnitt von Großschweidnitz, W. von Löbau, enthält sicher primäre braune Hornblende, dürfte aber seiner Struktur nach kaum zum Diabas zu stellen sein. Die allenthalben gangförmigen, 1—100 m mächtigen, dem Proterobastypus nahestehenden Vorkommnisse aus dem Lausitzer Granit sind durch die Aufnahmen der sächsischen Landesgeologen (Klemm, Hermann, Hazard, Beck, Siegert) nunmehr genauer bekannt geworden und wurden bereits oben (dieses Buch Bd. II. 1. S. 674) als den lamprophyrischen Ganggesteinen nahe verwandt hervorgehoben. Sie enthalten zum großen Teil Olivin neben gleichzeitigem Quarz, führen öfters Orthoklas und granophyrische Quarzfeldspataggregate und neigen ganz entschieden zu rein körniger und zu rein porphyrischer Struktur von lamprophyrischem Charakter. Man beachte die Schilderung Herrmann's von dem Gange No. 63, SO. Groß-

brösern auf Blatt Welka-Lippitsch*: »In ihm bildet die in langen, schmalen Prismen auskristallisierte Hornblende mit dem zwischen ihren Säulen versteckten Feldspat eine ziemlich feinkörnige Grundmasse, innerhalb welcher zahlreiche Kristalle von Olivin und von einem im Dünnschliff gelblichen Augit schwimmen«. An anderer Stelle betont er, daß gegenüber den normalen Diabasen, welche die ophitische Struktur haben, die Hornblendediabase hypidiomorph-körnig seien und neben dem allotriomorphen blaßroten Diabasaugit idiomorphe gelbe Augite zusammen mit brauner idiomorpher Hornblende und reichlichem Biotit führen, und daß vom Olivindiabas dieses Gebiets durch eigentlichen Diabas und Hornblendediabas eine ununterbrochene Reihe zu Diorit führe, als welchen er olivinfreie und hypidiomorph-körnige Hornblendebiotitgesteine bezeichnet. Ganz ähnlich lauten die Angaben Klemm's über die Gänge der Sektion Stolpen; auch hier deutlich lamprophyrische und körnige Struktur neben ophitischer und derselbe Wechsel der Zusammensetzung. Und in den Erläuterungen zu Blatt Neustadt-Hohwald S. 19: »Eine besondere Stellung nehmen die hornblende- und biotitreichen Glieder der Reihe ein, dadurch, daß sie in ihrer Struktur eine große Hinneigung zu derjenigen der Kersantite erkennen lassen. In dem Maße nämlich, in welchem sich in ihnen Hornblende und Biotit anreichern, gewinnen diese Gemengteile eine wachsende Regelmäßigkeit der Umrisse, während zugleich die Feldspate ihre Leistenform einbüßen und nur noch als Füllmasse zwischen den andern Gemengteilen auftreten, so daß eine völlige Verwischung der ophitischen Struktur stattfindet«. — Rhombischen Pyroxen neben Augit enthalten Gänge der Gegend von Bautzen.

Diese Gesteine teilen auch mit den echten Ganggesteinen die Neigung zur Aufnahme reichlicher Fragmente der Nebengesteine, ja Klemm kommt zu der Vermutung, daß der Quarz in manchen derselben von resorbierten Einschlüssen herrühre. — Sehr merkwürdige, bis kopfgroße Konkretionen von hypidiomorph-körniger Struktur beschreibt Beck aus dem, nickelhaltigen Magnetkies führenden, Biotit-Proterobas von Sohland in der Lausitz. Sie bestehen aus Biotit, Plagioklas, farblosem Augit und gründurchscheinenden Spinellen nebst spärlichem Korund, Rutil und Zirkon. Auch Ilmenit ist vorhanden; ganz lokal finden sich Granat, Anatas, Sillimanit und ein dem Glaukophan ähnliches Mineral.

Die grüne Hornblende des sogen. Proterobas von Göda ist wahrscheinlich sekundär; das Gestein gehört wohl wegen eines allerdings nicht großen Gehaltes an Hypersthen und einem fast farblosen rhombischen Pyroxen zum Enstatitdiabas. — Von den rheinischen früher von mir zu den Proterobasen gestellten Vorkommnissen dürfte nur

* Ein solcher Gang bei Neubrohna enthält „erbsen- bis kopf- (knopf?-) große rundliche Konkretionen von feinkörniger Struktur, die durch eine weiße Sphäre von radialgestellten Feldspatleistchen umgeben werden, so daß auf der Bruchfläche des Gesteins kokardenartige Figuren erscheinen, welche an die korsischen Kugeldiorite erinnern".

Kürenz primäre braune Hornblende führen; doch wechselt die Zusammensetzung des Gesteins in verschiedenen Handstücken so bedeutend, daß es mir unmöglich ist, den herrschenden Typus von abweichenden Ausbildungsformen zu unterscheiden. — In den südvogesischen Regionen (Ternuay u. a. O. im Saône-Département) findet sich keine primäre Hornblende; — ob der grüne, weit seltener bräunliche Amphibol der Hohwald-Proterobase primär oder sekundär sei, vermag ich nicht mit Sicherheit zu entscheiden. — Ein der oben gegebenen Definition von Proterobas durchaus entsprechendes Gestein, in welchem allerdings die braune Hornblende zum großen Teil durch braunen primären Glimmer ersetzt wird, wurde mir von dem Badeorte Abás Tumán im Kaukasus bekannt.

Sieht man sich nun in der Literatur um, so wird von Skandinavien Proterobas vielfach erwähnt, so z. B. von Svedmark aus dem südlichen und mittleren Schweden, wo er wohl nicht zufällig allenthalben im Gneiß aufsetzt, während die Diabase der paläozoischen Schichtensysteme dieses Gebietes normalen Typen angehören. Brögger bespricht quarzfreien Proterobas mit braunem, blaugrünem oder grünlichbraunem, oft sehr schön idiomorphem Amphibol gangförmig vom Törtberge und Uranienborg in Christiania; der Feldspat dieser Gesteine hat nicht die typische Leistenform der Diabasplagioklase, sondern ist mehr kurzrektangulär. Auch aus dem Gebiet des Langesundfjord gibt derselbe Verfasser den Proterobas mit braunem Amphibol aber porphyrischer Struktur an. — H. Reusch bespricht Proterobas mit braunem, randlich in grüne Farbe auslaufendem Amphibol, dessen Feldspat z. T. stark epidotisiert ist, gangförmig von der Nordseite von Hovedö bei Christiania und den Diabas überlagernd zwischen Slemmestad und Ödegaarden. — Phillips bespricht Gesteine von der Zusammensetzung der Proterobase als Lager in den Killas-Schiefern von Westcornwall aus der Umgebung von Tolcarn, deren zusammen mit Aktinolith und Tremolit vorkommende braune Hornblende von ihm wohl um so mehr mit Recht für sekundär gehalten wird, als alle diese Mineralien auch in der Umgebung der Diabase in dem Schiefer zur Entwicklung gelangten. Von hoher Bedeutung ist die Analogie dieser Vorkommnisse mit den durch ihren Axinit-, Granat- und Amphibolgehalt bekannten Schiefern des Cape-Cornwall-Distriktes. Hier fehlen allerdings die Diabase, aber bezeichnenderweise treten Amphibolite und grüne Schiefer auf. Auch unter den von demselben Autor beschriebenen Diabasen des zentralen und südöstlichen Cornwall finden sich Proterobastypen. — Harker bespricht eine interessante Gruppe von »Hornblende-Diabasen« mit brauner Hornblende vom Mynydd Penarfynydd, südlich Sarn in Caernarvonshire, Wales, welche sehr an die Lausitzer »Diorit«-Gänge der sächsischen Geologen erinnern. Dieselben Gesteine wurden schon früher von Tawney und Bonney in der Umgebung der Vorgebirge Lleyn und Penarfynydd und sonst in Wales nachgewiesen. — Liebisch (Z. D. G. G. 1877. XXIX. 713) bespricht einen Proterobasgang im Granitporphyr des Gebel Om

al Tenasseb in Ägypten, den er direkt mit den Gängen im Lausitzer Granit vergleicht. — Nach Götz gehört hierher ein Diabasgestein von Marabastad in Südafrika, dessen braune Hornblende von grüner umrandet wird. Letztere wird für eine zugewanderte Neubildung, nicht für ein Umwandlungsprodukt gehalten. — Wiik beschreibt einen Gangproterobas aus dem Granit von Helsingfors. — Daß die von Schauf beschriebenen Proterobase aus dem Nassauischen z. T. nicht wirkliche Proterobase seien, geht aus seiner eigenen Beschreibung der in ihnen enthaltenen Hornblende von bald brauner, grüner oder blaugrüner, auch an demselben Individuum wechselnder Farbe hervor. Eine sichere Stellung nehmen hier nur die von ihm beschriebenen Proterobase von Burg an der Dill (mit reichlicher brauner Hornblende) und das Gestein vom Eingang des Rupbachtales ein, welches Lossen jedoch (es enthält auch reichlich blaue Hornblende) zum Dioritporphyrit stellt. Hawes beschreibt einen Diabas von Rye in New Hampshire von der mineralogischen Zusammensetzung des Proterobas, hält aber dessen tiefbraune und kompakte Hornblende trotz dieser Struktur für sekundär. — Macpherson erwähnt Diabas mit grüner uralitischer und brauner kompakter Hornblende aus dem nördlichen Teil der Provinz Sevilla.

Blickt man nun zurück auf die lange Reihe der proterobasartigen Diabase, so ergibt sich, daß sie ausnahmslos in Gebieten auftreten, die durch metamorphe Vorgänge charakterisiert sind; nicht ein einziger Proterobas ist bisher in ungestörtem Gebirge gefunden worden. Daß der Hornblendegehalt dieser Gesteine auch da, wo sich das genannte Mineral in kompakten Individuen findet und sich nicht sofort und unzweifelhaft als eine Pseudomorphose nach Augit dokumentiert, aus dem Pyroxen abgeleitet werden kann, scheint nach dem übereinstimmenden Urteil vieler Forscher nicht wohl bezweifelt werden zu können. Trotzdem ist echter und primärer Proterobas, wenn man mit diesem Namen nicht einen bloßen Altersbegriff verbindet, sondern darunter amphibolführende, mit Diabas verwandte Ganggesteine versteht, gewiß ein berechtigter Gesteinstypus, wennschon wir ihn auf Grund der bis heute vorliegenden Beobachtungen noch nicht rein abgrenzen können. Seine Existenz wird auch durch gewisse porphyrische Ergußgesteine wahrscheinlich gemacht. Zu diesen gehören wohl manche von Verbeek als Proterobas beschriebene, aber deutlich porphyrisch struierte Gesteine von Sumatra. — Ebenso aber wird man zugestehen müssen, daß eine nicht unbeträchtliche Anzahl der bisher als Proterobase beschriebenen Vorkommnisse ähnlich, wie der Epidiorit, nur dynamo- oder kontaktmetamorphe Formen normaler Diabase darstellen. Diese Auffassung wird gestützt durch die auch in diesen Gesteinen nicht selten wahrnehmbare, mit der Amphibolumwandlung des Pyroxens Hand in Hand gehende Veränderung des Feldspats in Albit und Calcit oder Albit und Epidot.

So häufig ein geringer Gehalt an Magnesiaglimmer in den Diabasen ist, scheint doch ein eigentlicher Glimmerdiabas, d. h. ein durch

konstanten und wesentlichen Biotitgehalt charakterisiertes intrusives Lagergestein nicht vorzukommen. Die von HAWES, EMERSON, MÜGGE und CORNET beschriebenen Glimmerdiabase scheinen besser ihre Stelle bei den Kersantiten zu finden. Wie weit das auch für die von SLAVIK unter dem Namen Glimmerdiabas beschriebenen Gänge im Quarzporphyr von Zbirov in Böhmen gilt, deren Struktur von der diabasischkörnigen in die hypidiomorph-körnige hinüberspielt, kann ich nicht entscheiden.

Hunnediabas. Nach dieser langen Reihe mehr oder weniger dynamometamorph veränderter oder gar nur durch Verwitterung pathologisch beeinflußter Unterarten der olivinfreien Diabase kehren wir mit den schon erwähnten, zuerst von TÖRNEBOHM in Schweden beschriebenen Salit- und Hunnediabasen zu oft basaltisch frischen und höchst charakteristischen Diabasformen zurück. Sie sind in Wirklichkeit Magnesiumdiopsiddiabase, doch dürfte der weniger schleppende Namen Hunnediabase den Vorzug haben, solange die heutige Gliederung der basaltischen Ergußgesteine bestehen bleibt und neovulkanische Vorkommnisse anders genannt werden, als die damit identischen paläovulkanischen. Zu dem Hunnediabas gehört die 200 Fuß mächtige Decke über dem cambrischen und untersilurischen Schichten am Hunneberg und Halleberg am Südende des Wenernsees, deren normaler, stets allotriomorpher Augit von MERIAN untersucht wurde. Den Feldspat dieses Gesteins, welches gelegentlich, aber nicht konstant kleine Mengen von Quarz, Hornblende und Biotit enthält, bestimmte TÖRNEBOHM als Labradorit. Das Eisenerz ist Ilmenit. Die Struktur nimmt hie und da durch keilförmige Partien sehr kleiner und wirr verfilzter Plagioklasleistchen einer jüngeren Generation, zwischen welchen sich bisweilen eine geringe Menge verkittender Basis befindet, einen tholeiitischen Charakter an. — Der von TÖRNEBOHM speziell als Salitdiabas bezeichnete Typus findet sich in mächtigen Gängen in Granit, Gneiß und cambrischen Sandsteinen in der Provinz Småland zumal bei Nässjö und Sandsjö, ebenso häufig im südlichen Dalekarlien, spärlich in Södermanland und Ostgotland. Die Zusammensetzung ist diejenige der Hunnediabase, doch findet sich bisweilen akzessorischer Olivin, und die Struktur sowie der Erhaltungszustand schwanken bedeutend. Neben der normalen Diabasstruktur ist zumal eine der porphyrischen angenäherte Struktur verbreitet, wie sie auch vom Hunnediabas erwähnt wurde. — Zu den Hunnediabasen gehört auch das Gestein des mächtigen, als Great Whinsill bezeichneten Lagers im Carboniferous limestone der Grafschaften Durham und Northumberland, über welches TEALL eine interessante Monographie geliefert hat. Die Lagernatur dieses Vorkommnisses wird durch die Umwandlung des Kohlenkalkes im Liegenden und Hangenden zu körnigem Kalk (sugar limestone) bewiesen; zwischen das Eruptivlager und den im Liegenden metamorphosierten Kalk schiebt sich eine 6 Zoll mächtige Lage verkieselten Gesteins (chert) von schlackiger Struktur ein. Der normale Augit dieses Gesteins zeigt oft

sehr deutliche Diallagspaltbarkeit und die Struktur des Gesteins kann eine sehr gabbroähnliche werden. Randlich finden sich porphyrische Facies derselben Art, wie sie vom Hunnediabas erwähnt wurden und hier ist zwischen den Plagioklasleistchen zweiter Generation eine Gesteinsbasis nicht selten reichlicher nachweisbar. Auch granophyrische Quarz-Feldspat-Aggregate sind an manchen Stellen sehr schön ausgebildet und primärer Quarz ist auch sonst mehrfach nachweisbar. Neben dem allenthalben vorhandenen Magnesiumdiopsid ist auch Bronzit stellenweise zu beobachten. Daß in diesem Gesteine zweierlei Plagioklase vorkommen, ist durch die oft auffallende Frische eines Teils gegenüber der Zersetzung anderer Durchschnitte, und durch den verschiedenen Grad der Doppelbrechung klar angedeutet. — Ebenso gehören zu den Hunnediabasen manche der von Hawes nach ihrem Augit- und Feldspatgehalt genau untersuchten, teils intrusiven, teils effusiven Gesteine im Connecticut-Sandstein, welchem triadisches Alter zuerkannt wird. Der Magnesiumdiopsid dieser Vorkommnisse (New Haven, Westville, Jersey City usw.) ist sehr deutlich älter als der normale Augit und der Plagioklas.* Die Übereinstimmung dieser Gesteine in Zusammensetzung und Struktur mit dem Whinsill-Diabas ist eine überraschend große. — Nach Angaben von Frazer stimmen die Diabase in den mesozoischen Sandsteinen der York- und Adams-Counties in Pennsylvanien durchaus mit denen des Connecticut-Tales; doch scheinen nach seiner Beschreibung proterobasähnliche Typen vorzukommen, wie an andern Orten solche des Enstatitdiabas-Typus.**

Emerson schildert sehr eigentümliche Verhältnisse, welche in dem Magnesiumdiopsid-Diabas von Holyoke in Massachusetts durch die Vermischung mit und Einrollung von Schlamm an der Unter- und Oberfläche dieses submarinen Stromes stofflich und strukturell hervorgerufen

* Iddings (Amer. Journ. 1886. May. XXXI. 321—331) hat gelegentlich einer interessanten Mitteilung über die Absonderungsformen schmelzflüssiger Gesteine ein hierher gehöriges, nach seiner Ansicht sehr wahrscheinlich effusives Vorkommen vom Orange Mountain bei Orange, N. J., beschrieben. Er erwähnt den Magnesiumdiopsid nicht, beobachtete aber Olivin, von welchem er das chloritische oder serpentinöse Pigment des Gesteins glaubt ableiten zu sollen. Entsprechend dem effusiven Charakter dieses Vorkommens ist die Struktur porphyrisch und die Menge des amorphen Kristallisationsrückstandes nimmt ab mit der Entfernung von den Abkühlungsoberflächen. Iddings betont diese Übereinstimmung zwischen geologischer Erscheinungsform und Struktur mit Recht. Er erwähnt übrigens die meistens holokristalline Struktur dieser Connecticutdiabase, über deren Lagerungsform W. Morris Davis (Bull. Mus. compar. Zoology at Harvard College VII. No. 9. 1883 und Amer. Journ. XXIV. No. 143. 345. 1882) eingehende Mitteilungen machte.

** Hierher gehören vielleicht auch manche der von Bailey als „non micaceous" bezeichneten Diabasgänge von Pigeon Point. Sie werden bisweilen mandelsteinartig und führen dann in den Mandelräumen neben dem gewöhnlichen Füllsel auch Granat. Was Bailey (l. c. p. 45 oben und Taf. X) an lang prismatischen Augiten dieser Gesteine als eigentümliche Verwitterung beschreibt und abbildet, erinnert auffallend an gleichzeitige Zwillingsbildung nach (100) und Viellingsbildung nach (001). Wo diese Diabase in Berührung kommen mit den alkalireichen Granophyren, entwickelt sich aus dem Augit Biotit.

wurden, wie die Bildung von Dampfkanälen in auf- und absteigender Richtung, die Entwicklung von palagonitischem Glase und von eigentümlichen strukturellen (plumose diabase) und stofflichen Facies, die Ausbildung von plagiaplitischen Primärtrümern usw. Auch wenn man seiner Erklärung nicht immer zustimmen kann, ist doch das Tatsächliche in Emerson's meisterhafter Darstellung von hohem Interesse. Auch für das Verständnis der so viel umstrittenen Blasenzüge im Darmstädter und anderen Melaphyren liefern seine Schilderungen Gesichtspunkte. Zu der Deutung dieser vertikalen Blasenzüge in Basalten, Melaphyren und Diabasen, die aus Südafrika schon E. Cohen beschrieb, nimmt auch A. L. Du Toit in seinem Aufsatze über pipe amygdaloids Stellung. Er fand sie entweder aufrecht oder auch mehr oder weniger stark geneigt im Sinn der fließenden Bewegung der Lava und erklärt sie durch das Eindringen von Gasen oder Dämpfen von unten her, vielleicht nur durch das verdampfende Wasser der liegenden Gesteine. Ebenso beobachtete auch Schwarz dieses Phänomen in Südafrika und Medlicott und Blanford (Geology of India 1893, p. 261) in Ostindien. Die Letztgenannten geben gleichfalls die Erklärung durch das Fließen der Lava auf feuchter Unterlage.

Seit Palassou werden mit dem Namen **Ophit** gewisse Eruptivgesteine bezeichnet, die am NW-Fuße der Pyrenäen in einzelnen Kuppen auftreten, welche sich ziemlich deutlich dem Hauptstreichen des Gebirges parallel ordnen. Der Name ist dann auf ähnliche oder identische Gesteine am Südfuß der Pyrenäen übertragen und hat sich von hier aus nicht nur über Asturien verbreitet, sondern ist auch von Macpherson nach Südspanien und später nach Portugal verpflanzt worden. Die französischen Forscher haben die Bezeichnung Ophit auf nord- und südafrikanische Gesteine angewandt und brauchen ihn gelegentlich geradezu für Diabase, wohl auch für doleritische Basalte. In dieser Allgemeinheit möchte ich dem Ophit keine Beachtung geben. Die folgenden Bemerkungen beschränken sich auf pyrenäische, südspanische und portugiesische Vorkommnisse, und zwar nach Abzug solcher Gesteine, die, wie z. B. der oben besprochene Elaeolithsyenit von Pouzac, offenbar einer ganz fremden Gesteinsfamilie angehören. Nach den Beschreibungen von A. Michel-Lévy, Macpherson und Kuhn, sowie nach eigenen Beobachtungen an zahlreichen Vorkommnissen, gehören die nordpyrenäischen Ophite aus den Dép. Basses- und Hautes-Pyrénées sämtlich zu den hypidiomorph-körnigen Plagioklasaugitgesteinen und damit in die Klasse der Diabase. Daß diese Gesteine von früheren Forschern den Dioriten zugesprochen wurden, beruht auf der weiten, man kann fast sagen allgemeinen Verbreitung des Uralits in denselben. Man kann bei diesen Ophiten recht gut zwei Typen unterscheiden, einen augitreichen und einen plagioklasreichen. Als Repräsentanten des ersteren betrachte ich einen unfern vom Elaeolithsyenit von Pouzac im Adour-Tale auftretenden, recht frischen Ophit. Derselbe besteht aus auffallend großen, im frischen Zustande fast farblosen, nach (110) und (100) spalten-

den, zum größten Teile in grünen Uralit umgewandelten Augit, in welchem zahlreiche, aber sehr kleine, frische Plagioklasleisten kreuz und quer eingelagert sind. Diese Plagioklase sind, zumal randlich, durch feinste staubförmige Interpositionen braun gefärbt, wie in manchen Gabbros und in einigen nordischen Diabastypen. Die großen Augit-uralitindividuen sind nicht idiomorph, sondern begrenzen sich gegenseitig in unregelmäßigster Weise. Zwischen denselben ist der Plagioklas oft nesterweise zusammengedrängt und die einzelnen Individuen des Feldspats ragen dann idiomorph in die Ränder des Augits hinein. Nur selten nimmt der Augit bräunliche Farbe an oder es wechseln bräunliche und fast farblose Stellen an demselben Augitindividuum (Pech de Salies). Apatit und Ilmenit zeigen nichts Außergewöhnliches. Bei den veränderten Gesteinen ist der farblose Augit anscheinend in Serpentin, der dunklere in Chlorit übergegangen, wenn man aus der Stärke der Doppelbrechung bei diesen grünen Aggregaten schließen darf. Der Uralit macht die gleiche Umwandlung durch und daneben entwickelt sich reichlich Epidot, in welchen auch der Feldspat oft größtenteils übergeht, während in andern Fällen der Feldspat unter starker Ausscheidung von Calcit zu kaolinartig trüben Massen verändert scheint. Aus dem Ilmenit entsteht Titanit (Leukoxen). Die Epidotbildung ist oft eine auffallend reichliche und dann findet sich wenig oder kein Chlorit und Serpentin. Die Feldspate der französischen Ophite bestimmte Michel-Lévy nach ihrem optischen Verhalten als Oligoklas und als Labradorit und er unterscheidet die Ophite geradezu in Oligoklasophite (Pech de Salies, Perigagne bei Bastenne, Kirche von Gaujacq, Mont-Né bei Cauderets, Biarritz, St. Béat) und Labradoritophite (Laprabende bei Caupenne, Lès). Quarz, welcher gelegentlich vorkommt, dürfte sekundär sein, Olivin fehlt durchaus. Diesem augitreichen, bezw. uralitreichen Typus gehören neben Pouzac die Vorkommnisse von Laprabende, Biarritz, St. Pédéhourat, Gabas, Col de Menthe, Pène-St.-Martin u. a. an. Auch das Muttergestein des Aërinit von Cazerras in Aragonien, dessen farbloser Augit bisweilen in recht scharfer Diopsidform auftritt, gehört hierher. — Ein zweiter Typus ist durch Armut an Augit oder seinen Umwandlungsprodukten, durch starkes Vorwiegen des Plagioklas charakterisiert. Letzterer bildet dann breite und große Leisten, die neben der Albitlamellierung auch das Karlsbader und Periklin-Gesetz oft erkennen lassen, und der nie farblose, sondern stets hellrosa oder hellgrünlich gefärbte Augit erscheint in allotriomorphen Körnern den Feldspaten zwischengeklemmt. Dahin gehören die Gesteine von der Kirche von Gaujacq, Lès, Salies de Salat u. a. Biotit kommt in beiden Typen gelegentlich in geringer Menge vor; Apatit und Ilmenit oder Magnetit sind im zweiten Typus ganz dieselben wie im ersten. Dieser zweite Typus hat ganz den Habitus der feldspatreichen Diabase der deutschen Schiefergebirge und erleidet die gleiche Zersetzung und Umwandlung, wie diese. — Einen mir unbekannt gebliebenen Typus mit primärer, auch wohl idiomorpher, in der Prismen-

zone von (110) (100) (010) begrenzter, auch Augitkerne führender Hornblende erwähnt Kuhn als Seltenheit von Bélair, SW. Pau (mit Analcim) und Herrières bei Oloron. Hinneigungen zu porphyrischer Struktur scheinen trotz des gelegentlichen Anwachsens der Dimensionen des einen oder andern Gemengteils nicht vorzukommen.

Mit den nordpyrenäischen Ophiten scheinen eigentümliche Ausbildungsformen geologisch eng verknüpft zu sein, welche mir nur durch Handstücke (von B. Stürtz in Bonn erhalten) bekannt geworden sind. Dieselben stammen von Garraux, Bézius, Saint Lary und Eup in der Hte. Garonne. Sie enthalten nur in sehr geringen Mengen oder auch gar keinen unveränderten Augit, an welchem dann gelegentlich die sanduhrförmigen Wachstumsformen der jüngeren Eruptivgesteine trotz des meist vollständigen Mangels idiomorpher Begrenzung wahrnehmbar sind. Der Augit ist vielmehr fast durchweg in Uralit, dessen Färbung noch die alten Sanduhrformen des Minerals erkennen läßt, umgewandelt und dieser Uralit zeigt oft eine überraschend starke mechanische Deformation, seine Lamellen sind mit auffallend kleinem Radius gebogen. Neben dem Uralit, und bisweilen bis zur Verdrängung desselben, ist sehr stark pleochroitische rotbraune Hornblende in z. T. durchaus idiomorphen Individuen entwickelt, die randlich gern in grüne Hornblende übergehen. Die Hornblende hat den Habitus der basaltischen mit kräftigem Pleochroismus, $c = b$ = rotbraun, a = gelb. Biotit erscheint oft neben der Hornblende. Der Ilmenit ist meistens vollständig in Titanit umgewandelt, der bald körnige Aggregate in der Ilmenitform, bald idiomorphe Individuen bildet. Der zwillingsgestreifte Feldspat ist meist ganz oder doch größtenteils verschwunden, statt seiner findet sich ein stark mit Epidot durchwachsenes farbloses, feldspatähnliches Mineral mit nicht unbedeutender Doppelbrechung. Dasselbe zeigt bisweilen recht deutlich eine Spaltbarkeit nach zwei gleichwertigen, sich unter 90° schneidenden Richtungen. Die gegen die Spaltung quer geführten Schnitte geben das Achsenbild einachsiger Körper mit negativer Doppelbrechung, in den zu der Spaltbarkeit parallelen Richtungen ist die Auslöschung parallel den Spaltrissen. Darnach wird man diese Substanz der Skapolithreihe zuweisen müssen.* Die Menge dieses Minerals und des Epidots stehen anscheinend im umgekehrten Verhältnis. Ein schwach doppelbrechendes, feldspatähnliches Mineral, welches neben dem Skapolith vorzukommen scheint, gelang es nicht zu bestimmen. Der Apatit erscheint, wie bei manchen Gabbros, in eiförmigen Körnern. Die Struktur dieser Gesteine hat keine Ähnlichkeit mit derjenigen der Diabase, sondern erinnert vielfach durch die gegenseitige Durchdringung der verschiedenen Gemengteile an die Struktur kristalliner Schiefer, oder vielleicht besser an diejenige mancher skandinavischen, aus Diabas hervorgegangenen Saussüritgabbros. Sehr oft

* Lacroix bestätigt, ohne dieser Mitteilungen zu gedenken, diese Umwandlung von den Gesteinen von Saleix und Pouzac. — Ein Gang im Cenoman von Oued-Djemma in Algier, der nur aus Amphibol und Wernerit besteht, erinnert der Beschreibung nach an die pyrenäischen Ophite.

gemahnen sie nach Bestand und Struktur an gewisse Augitporphyrithornfelse Südnorwegens, so von Lillegården und Fiskeskjaer im Langesundfjord. — Zwischenformen zwischen normalem Ophit und diesen, vielleicht dynamometamorphen Formen nach mineralogischem Bestande und Struktur sind mir von Pic Saint-Mont bekannt geworden.

Den normalen nordpyrenäischen Typen scheinen die von Calderon, Quiroga, Yarza besprochenen baskischen und asturischen, im Cenoman aufsetzenden Ophite zu entsprechen, nur dürften nach den Schilderungen der genannten Forscher Annäherungen an porphyrische Struktur vielfach stattfinden.* — Durch die überaus häufige geologische Verknüpfung von typisch diabasisch-körnigen, mit ebenso typischen augitporphyritischen Varietäten scheinen die Vorkommnisse der Provinzen Cadix und Sevilla charakterisiert zu sein, welchen ihr Beschreiber Macpherson postnummulitisches Alter zuspricht. Varietäten der ersten Art lernte ich durch die Güte Macpherson's von Benamahoma, Alcalá de los Gazules, Algar, Penha Arpada, zwischen Chiclana und Medina und Puerto de los Yesos in der Provinz Cadix, von der Sierra Parda in der Serrania de Ronda und von Coripe an der Grenze der Provinzen Cadix und Sevilla kennen. Der fast immer farblose, nicht selten auch mehr oder weniger idiomorphe Augit dieser feldspatreichen Varietäten ist bisweilen von grünlich brauner Hornblende (Benamahoma) umwachsen, zeigt neben der Spaltbarkeit nach (110) und häufiger Zwillingsbildung nach (100) auch eine oft erst bei der Zersetzung hervortretende Spaltbarkeit nach (001) und dieselben Umwandlungsphänomene wie der Pyroxen des Konga-Diabases; bisweilen ist er zu Serpentin verändert. — Durch geringe Mengen einer Zwischenklemmungsmasse führt ein Vorkommen von Barroquejo bei Xerez de la Frontera hinüber zu den holokristallinen, aber durch und durch augitporphyritischen Typen von Barrueco zwischen Chiclana und Medina, Arroyo del Almendron zwischen Puerto Real und Medina, Barranca de Puerto Real, Torre Estrella zwischen Medina und Alcalá de los Gazules (mit zierlichen radialstrahligen Augitsphärolithen) und Pozo del Hierro. Der Augit auch dieser Gesteine ist fast stets nahezu farblos und entwickelt bei Zersetzung die gleiche Spaltbarkeit nach (001), wie in den körnigen Gesteinen. Die Uralitisierung der Augite in den südspanischen Ophiten ist nie so allgemein, wie in den französischen, sie fehlt nicht selten vollständig (Puerto de los Yesos); dagegen ist die Serpentinisierung, seltener eine Überführung in Chlorit verbreiteter, als dort. Es scheint mir nicht, als könne man diese Gesteine direkt mit den französischen zusammenwerfen. Es wird weiterer Untersuchungen bedürfen, um festzustellen, ob nicht die körnigen Typen bloße Facies der augitporphyritischen seien.

* Nach den Angaben von Yarza in der geologischen Beschreibung der Provinz Vizcaya umfassen die Ophite neben echt diabasischen Typen auch solche, die er selbst mit Spiliten vergleicht. Daneben sind unter den Ophiten auch Formen subsumiert, die durch idiomorphen Biotit, stark zurücktretenden Augit und vorherrschenden Feldspat (nach der Abbildung) recht schroff aus der Reihe herausfallen.

Die von Macpherson beschrieben Ophite Portugals treten kuppenartig in den von Choffat studierten typhonischen Tälern dieses Landes auf.* Nach der Beschreibung stehen sie den nordpyrenäischen, feldspatreichen Typen ziemlich nahe und haben bei diabasisch-körniger Struktur neben leistenförmigem Plagioklas fast farblosen und rötlichbraunen bis violetten Augit, uralitische und eigentliche Hornblende, Ilmenit oder Magnetit und ihre Umwandlungsprodukte, Apatit, Quarz und Zeolithe als Gemengteile. Ihre Struktur ist offenbar und deutlich diejenige von intrusiven Massen, Übergänge in porphyrische Struktur scheinen kaum vorzukommen. Mir standen Gesteine von Monte Real und Leiria zu Gebote, welche sehr nahe übereinstimmen und makroskopisch das Aussehen sehr feldspatreicher und daher außergewöhnlich heller Diabase haben. Ihr Feldspat scheint Oligoklas zu sein und hat die typische Leistenform der Diabasplagioklase; derselbe ist in nicht sehr beträchtlicher Masse in Skapolith umgewandelt, was auch Macpherson schon richtig vermutet hat. Der fast farblose Augit hat einen recht kleinen Achsenwinkel und neigt stark zur Serpentinisierung. Er gehört zum Magnesiumdiopsid. Um das Titaneisen schart sich gern Biotit in rosettenförmigen Aggregaten. Die Zwischenräume der sehr vollkommen idiomorphen Feldspate werden zum kleinen Teile von Quarz, zum größeren Teile von schwach doppelbrechendem Analcim eingenommen, dessen Menge, zumal gegenüber dem ziemlich frischen Oligoklas und seiner Skapolithbildung schwerlich eine Ableitung aus dem Feldspat gestatten dürfte. Durch diesen hohen Analcimgehalt schließen sich die portugiesischen Ophite direkt an gewisse Glieder der Teschenitreihe an.

Die früher zu den Diabasen gerechneten Teschenite haben nun wohl der Hauptmenge nach ihre natürliche Stellung bei den Theralithen gefunden und wurden in diesem Buche Bd. II. 1. S. 430 besprochen. Immerhin bleibt von den Tescheniten noch eine kleine Anzahl Vorkommnisse übrig, deren Stellung noch unsicher ist. Dieser rechne ich den von Corstorphine beschriebenen »olivinführenden Analcimdiabas« von Dipper's Head an der SO-Spitze der Insel Arran, dessen Analcimgehalt von Nephelin abgeleitet wird. — Artini untersuchte Gesteine, welche den mährischen, biotit- und augitreichen Tescheniten mit Olivin in mehr oder weniger zersetztem Zustande entsprechen, vom Monte Amiata zwischen Pian Castagnaio und Abbadia San Salvatore, sowie von einigen andern Punkten des Gebirges. — Mikroteschenite nennt er verwandte, aber auch sehr unfrische Gesteine von der Valle del Fosso Gragnano in der westlichen Kette des Valdichiana. Ich möchte vermuten, daß diese Vorkommnisse dem Selagit aus der Familie der lamprophyrischen Ergußgesteine nahestehen. — R. B. Young beschreibt Analcim-Diabas vom Gullane Hill am Ostufer der Aberlady Bay, etwa 18 miles östlich von Edinburgh, dessen Analcimgehalt aus dem Feldspat abgeleitet

* Später hat Macpherson auch aus Algarve (Silves, Portimár, Sta. Catherina usw.) diabasische Ophite und augitporphyritische (Ayamonte Fatiola) beschrieben.

wird. Dieser wird als Oligoklas mit Kernen von Labradorit bestimmt, neben welchem auch ungestreifter Feldspat häufig vorkommt. Der Analcim erscheint dort, wo der Feldspat unfrisch, der Augit frisch ist: wo dagegen der Feldspat frisch, der Augit unfrisch ist, tritt Calcit an die Stelle des Analcims. Auch der Mineralbestand und die Struktur ist nicht die der eigentlichen Teschenite. — Die den Diabasen oder Ophiten ähnlichen Gesteine der schlesisch-mährischen Teschenitformation finden sich bei Boguschowitz, Kalembitz, Ellgoth, Zermanitz und Schöbischowitz. Sie sind frei von Amphibol, ihr meistens stark chloritisierter Augit hat ganz die Eigenschaften des Diabasaugits, ihr leistenförmiger, oft zonarstruierter, auch (wie in den Pyrenäen) randlich wohl braun gefärbter (Boguschowitz) Feldspat besitzt in den äußeren Zonen geringere Auslöschungsschiefe als in den, wie es scheint, basischeren Zentren, die leichter als der Rand unter starker Ausscheidung von Calcit verwittern. Peripherisch hat Rohrbach eine sekundär gebildete, farblose Feldspatzone um die alten primären Individuen nachgewiesen. Analcim und Natrolith treten recht spärlich, Calcit in bedeutenden Mengen als Zersetzungsprodukte auf. Nach seiner Grenze hin wird das Gestein fast stets recht dicht und enthält dann und nur in diesen Randzonen (bis zu 40 cm von der Grenze) idiomorphen, aber allerdings in Karbonate zersetzten Olivin. In dem Chlorit des Gesteins von Boguschowitz hat sich oft sekundärer Biotit entwickelt, der Augit ist gelegentlich idiomorph und dann geht die Struktur unter Aufnahme von keilförmigen Partien einer Zwischenklemmungsmasse, die größtenteils in Chlorit umgewandelt ist, ins Doleritische über. Doch ist zu betonen, daß solche eingekeilten Chloritmassen oft nicht mit Sicherheit als von Augit oder einer Mesostasis herrührend unterschieden werden können. Apatit ist reichlich, aber nur in recht dünnen Individuen vorhanden. Die Struktur ist bei normalem Verhalten durchaus »ophitisch«.

Die **Olivindiabase** bilden nicht eine so zahlreiche Sippe und haben keine so allgemeine Verbreitung, wie die olivinfreien Glieder der Familie. Das drückt sich schon im historisch gewordenen Sprachgebrauch deutlich aus; spricht man von Basalt schlechthin, so meint man die olivinhaltigen Basalte, spricht man von Diabas schlechthin, so meint man die olivinfreien Diabase. Die geologische Stellung der Olivindiabase ist durchaus die gleiche, wie die der olivinfreien, mit denen sie auch örtlich oft innig verknüpft sind. Ebenso erscheinen auch bei den Olivindiabasen neben der diabasisch-körnigen Ausbildung die typisch effusiven Strukturformen. Die Übergänge vollziehen sich durch porphyrische Ausbildung einzelner Gemengteile (Olivin, Augit oder Feldspat) gegenüber einer meistens feldspatreichen Grundmasse, in welche dann auch eine eigentliche Gesteinsbasis in größerer oder geringerer Menge eintritt. Damit steht das häufigere Vorkommen glasiger oder schlackiger Interpositionen in den verschiedenen Gemengteilen in offenbarem Zusammenhange. Mit dieser Entwicklung ist das Auftreten von Mandelräumen, die bald leer, bald mit den Auslaugungsprodukten des

Gesteins mehr oder weniger gefüllt sind, ursächlich und oft verknüpft. — Nach der andern Seite verlieren die Olivindiabase bei zunehmendem Korn vielfach die eigentliche Diabasstruktur und ähneln dann in hohem Grade den Olivingabbros. Für solche den Gabbrogesteinen genäherte Olivindiabase ist es überaus charakteristisch, daß die relative Menge der wesentlichen Gemengteile oft in weiten Grenzen schwankt, daß besonders die Quantität des Feldspats gern auf ein Minimum oder auf Null herabsinkt und dadurch die allmählichsten Übergänge in die Pikrite sich bilden. — Allen Olivindiabasen ist es gemeinschaftlich, daß ein brauner Magnesiaglimmer und braune Hornblende ziemlich oft akzessorisch neben dem normalen Mineralbestande erscheinen, zumal in den paläozoischen und den Gabbros genäherten Vorkommnissen.

Dem Fichtelgebirge, dem Frankenwalde und Thüringer Walde und den Vogesen scheint der eigentliche Olivindiabas trotz des Reichtums und der Mannigfaltigkeit an sonstigen paläozoischen Diabastypen zu fehlen. Nur die ganz feldspatarmen bis feldspatfreien Formen, welche später zu besprechen sind, treten im Fichtelgebirge in ziemlicher Verbreitung auf.

In unerwarteter Reichhaltigkeit der Ausbildung hat neuerdings M. Koch Olivindiabase im Gebiete des SW-NO gerichteten Oberharzer Diabaszuges, der von Osterode über den Polsterberg bei Altenau bis in die Gegend von Harzburg sich erstreckt, und des parallel gerichteten, aber kürzeren Diabaszuges des Acker-Bruchberges nachgewiesen und zwar Olivindiabase ohne oder mit nur wenig brauner Hornblende und an diesem Gemengteil sehr reiche Abarten, die als Olivinproterobase bezeichnet werden am Acker-Bruchberge, olivinführende Diabasmandelsteine (Spilite) und Olivindiabasporphyrite im Oberharzer Diabaszuge. In beiden Gebieten sind diese Gesteine als Lager und Decken mit den olivinfreien Diabasen als Lager und Decken eng verbunden. Am Acker-Bruchberge scheinen die Olivindiabase wesentlich dem liegenden Abschnitt der Zone anzugehören, während gegen den auflagernden Quarzit hin die olivinfreien Diabase erscheinen. Die nur selten mittelkörnigen, vorherrschend feinkörnigen bis dichten, im frischen Zustande dunkelgrauen bis schwarzen, im unfrischen grau- bis schwärzlichgrünen Gesteine zeigen oft mehr oder weniger deutliche Annäherung an porphyrische Struktur, wenn feinkörnig, echt diabasisch-körnige bei gröberem Korne. Zu dem die Zwickel der Feldspatleisten füllendem, ganz oder teilweise idiomorphem Augit gesellt sich eine, allenthalben sekundär veränderte, Mesostasis in wechselnder Menge. Der immer idiomorphe Olivin ist nirgends frisch, sondern in ein Gemenge von Serpentin und Calcit umgewandelt oder auch ganz durch Calcit verdrängt. Der hellbräunlich bis schwach rosa gefärbte Augit erreicht nur selten die Länge von 1 mm bei einer Dicke von 0,1 bis 0,2 mm und läßt die Spaltbarkeit der Magnesiumdiopside nach der Basis erkennen, wenn die Säulchen etwas länger sind, Magnetit ist allgemein verbreitet, Apatit nur spärlich. In der verdichteten porphyrischen Randfacies ist der Olivin

besonders reichlich, der Plagioklas gern in gegabelten Wachstumsformen ausgebildet und in der Grundmasse finden sich die für Spilite und Hyalodiabase so charakteristischen Feldspatvariolen mit zwischen die Fasern eingeklemmten Körnchen und Stacheln von Augit und sehr mannigfach gegliederte Wachstumsformen, die nur aus Augit bestehen. Besonders das große Mollental und das Wolfstal liefern gute Beispiele, die hornblendereichen Olivindiabase kommen nur spärlich vor. — Ein Vorkommen vom oberen Allertale zeichnet sich durch eigentümliche Struktur aus; lange und schmale Augitprismen bilden ein Gerüst, dessen Zwischenräume dicht mit dünnen Feldspatleistchen erfüllt sind, denen sich eine chloritisch umgewandelte Basis zugesellt. — In den Stringocephalen-Schichten des Oberharzer Diabaszuges treten Diabasmandelsteine in mächtigen Decken auf, die von Diabasen und Diabasporphyriten begleitet werden. In Verbindung mit diesen, durchaus den Charakter der Spilite und Variolite tragenden Gesteinen fand M. Koch ebenfalls spilitische Olivindiabasmandelsteine in der Huhtaler Widerwage, einem Seitentälchen des Huhtales, südöstlich von Claustal. Ein durch Labradoritein sprenglinge von 1—2 cm Länge auffallendes, 5 m mächtiges Lager von Olivindiabasporphyrit wurde im Wasserriß der Widerwage beobachtet.

Ebenso erscheint der Olivindiabas im Devon und Culm am östlichen Rande des rheinischen Schiefergebirges in reicher Entwicklung; die Gesteine von Nesselgrund, Weilburg, Dillenburg (mit vollkommen idiomorphem Olivin) sind gute Beispiele feldspatreicher Olivindiabase, wenngleich auch hier Übergänge in Pikrite nicht fehlen. Der Augit hat oft überraschend gute pinakoidale Spaltbarkeit. Chelius betont ebenfalls die Neigung der unterdevonischen feldspatarmen Olivindiabase des Kellerwaldes an der Waldeck'schen Grenze zu Übergängen in Pikrit, während die karbonischen (Kulm-) Diabase desselben Gebietes normale feldspatreiche Varietäten darstellen. Er nennt den Augit dieser Gesteine oft geradezu Diallag und betont die Ähnlichkeit mit diesem mehrfach.

Nach Rothpletz findet sich ein etwas Enstatit führender Olivindiabas von grobem Korne im Silur zwischen Nossen und Niederwiesa in Sachsen. Auch rechnen die sächsischen Geologen das von andern Forschern zum Basalt gezählte, durch seinen Reichtum an Einschlüssen von Granitmineralien berühmte Ganggestein aus dem Tannbergstale im Erzgebirge, Sektion Falkenstein, zum Olivindiabas. Wir zählen es der S. 674 besprochenen Gruppe der besonders in der Lausitz verbreiteten Diabaskersantite zu. — Kalkowsky bespricht einen interessanten Olivindiabas vom Heidelberg bei Oberleuthmannsdorf im Eulengebirge, Niederschlesien, in welchem neben tiefviolettbraunem, ziemlich stark pleochroitischem, einschlußfreiem Augit auch ein fast farbloser, mit opaken Mikrolithen erfüllter Augit vorkommt, dessen Einschlüsse in (100) nach zwei zueinander senkrechten Richtungen geordnet sind. Der Olivin ist nach außen von einer Umwandlungszone farbloser, stark lichtbrechender und lebhaft polarisierender Fäserchen und Blättchen umgeben, die zum

Olivinrande senkrecht stehen; der Plagioklas ist da, wo er sich mit Olivin berührt, mit »Viridit« erfüllt. Die farblose Umwandlungszone um den Olivin wird mit vieler Reserve als vielleicht dem Chalcedon zugehörig angesehen. Man denkt unwillkürlich an die bei Olivingabbro beschriebenen Schalen um Olivin. Der akzessorische Biotit ist fast stets von einem Kranz von Amphibolkörnern umgeben. Augit und Olivin enthalten devitrifizierte Glaseinschlüsse.

Im Plessurgebirge der Gegend von Arosa treten in schmalen Lagergängen und in mächtigen stockartigen Lagern Olivindiabase auf, die je nach dem Orte innerhalb des Gesteinskörpers, bezw. nach der Mächtigkeit desselben tachylytisch (Olivin und Erze in einer devitrifizierten Basis führend), variolitisch mit zierlichen Feldspatsphärolithen, Erz, Olivin und Augit, tholeiitisch-intersertal oder auch diabasisch-körnig ausgebildet sind. A. Bodmer-Beder beschreibt sie eingehend vom Aroser Weißhorn, vom Hörnli unmittelbar über dem von Arosa nach Parpan führenden Passe und vom Aroser Oberberg. Sie werden von Serpentinfels und grünem Schiefer begleitet und setzen am erst- und letztgenannten Orte in dem weißen Kalkstein auf, der den Gipfel des Berges bildet, am Hörnli zwischen grauen Bündner Schiefern. Die kristalline Entwicklung der Feldspate, Olivine und Augite ist nach der Beschreibung und Abbildung durchaus identisch mit der in den entsprechenden Basaltformen. Am Aroser Oberberg tritt auch ein Diabastuff aus eckigen Fragmenten des kompakten Eruptivgesteins auf, die von einem stark eisenschüssigen Cäment verkittet werden.

Unter den englischen Trappen ist der Olivindiabas an vielen Orten nachgewiesen, so von Arch. Geikie in den cambrischen Schichten von St. Davids in Wales und den karbonischen der engeren und weiteren Umgebung von Edinburgh, Linlithgow, Pentland Hills etc.; auch finden sich in demselben Horizonte pikritische Formen.* Tawney beobachtete auch an den Olivindiabasen, welche am Vorgebirge Penarfynydd in Wales die Arenig-Schiefer durchbrochen haben, Übergänge in pikritische Ausbildung. Harker beschreibt Olivindiabase von Anglesey und Holyhead, Allport aus dem Karbon von Warwickshire, Zirkel aus unterkarbonischen Schichten von Arran. Die karbonischen Olivindiabase zeigen nicht selten deutliche Entwicklung einer auch wohl glasgetränkten Zwischenklemmungsmasse in geringer Menge. — Boulton beschreibt pilotaxitische und ophitische Olivindiabasmandelsteine als intrusive Massen in den sauren altpaläozoischen Ergußgesteinen (Quarzporphyren und

* Zu den ophitischen Olivindiabasen gehört nach Goodchild auch jener Teil der Intrusivmassen des Corstorphine Hill bei Edinburgh, der durch einen Bahneinschnitt in Barnton aufgeschlossen ist. Der zentrale Teil desselben besteht aus einem Pikrit von normalkörniger Struktur, der von Primärtrümern desselben Olivindiabas durchschwärmt wird, der seinen Mantel bildet. Die durchbrochenen unterkarbonischen Schiefertone sind am Kontakt gehärtet und „in places the change induced by the heated mass has taken the form of a complete rearrangement of the argillaceous matter into an aggregation of small spheroids, which bear a close superficial resemblance to a coarse oolite or pisolite.“ Spilosit? Knotenschiefer?

Porphyriten) von Pontesford Hill, 7 miles SW. von Shrewsbury, Shropshire, bei denen die mitgeteilte Analyse einer pilotaxitischen Varietät weit mehr den Charakter eines trachydoleritischen, als den eines basaltischen Gesteins hat (Q. J. G. S. 1903. LX. 481). Das ist eine Analogie zu der so häufigen Association von Diabasen mit Keratophyren.

In großer Verbreitung und Mannigfaltigkeit erscheint der Olivindiabas in Schweden; in seiner mehrfach zitierten wichtigen Arbeit unterscheidet TÖRNEBOHM hier mehrere Typen. Die deckenartig über Untersilur an der Kinnekulle, am Billingen, Plantaberg, Fardala und andern Trappbergen Westgothlands, auch in Schonen mehrorts verbreiteten Olivindiabase nennt er Kinnediabase. Zu dem normalen Bestande von Augit, Plagioklas, Olivin und Ilmenit gesellt sich etwas Apatit und auch Quarz, der z. T. für primär gehalten wird, sowie eine chloritische Substanz, welche sich aus einer Zwischenklemmungsmasse entwickelt hat. Danach ist die Struktur, wie auch TÖRNEBOHM angibt, ähnlich derjenigen der effusiven jüngeren Dolerite und Olivintholeiite. Die Menge des Olivins in diesem Typus ist niemals sehr groß; derselbe ähnelt einigermaßen dem Culmdiabas des Kellerwaldes.

Der Helleforsdiabas bildet einen bis 1000 m mächtigen, 42 km langen Gang zwischen Malmköping und dem Hjelmar-See. Das den paläozoischen Lagerdiabasen des Kontinents im Habitus ähnliche, grüne, mittel- bis grobkörnige Gestein besteht aus Plagioklas, Augit, Ilmenit und einem grünen Pigment. Letzteres ist z. T. aus Augit hervorgegangener Chlorit, z. T. ein aus Olivin entstandenes Gemenge aus schuppigem Chlorit und stengligem Amphibol. Im Plagioklas und zwischen diesem und den Zersetzungsprodukten des Augits und Olivins findet sich in der Regel ein Saum von dunkelgrünen Körnern, die durch Wechselwirkung der aus beiden Mineralien und dem Feldspat hervorgegangenen Lösungen entstanden wären. Derselbe Saum umgibt den Ilmenit und Leukoxen gegen Plagioklas. Akzessorisch sind braungrüne Hornblende und brauner Glimmer. Das frische Gestein ist oft recht reich an Olivin. Dieser in Södermanland verbreitete Typus kommt auch in Ostgothland, Nerike, Schonen und Dalsland vor.

Der ebenfalls mittel- bis grobkörnige Aasbydiabas, von meistens sehr frischem Erhaltungszustande, besteht aus Labradorit, Augit, Olivin, Ilmenit, Biotit und Apatit. Die chloritischen Substanzen fehlen zumeist ganz. Der Augit ist braun bis rotbraun, oft mit einem Stich ins Violett und enthält neben Glimmer und mikrolithischen Einschlüssen auch solche von Glas; ebenso der frische ölgelbe Olivin, dessen mikrolithische Interpositionen deutlich in Ilmenitlappen übergehen; Biotit ist fast stets um Ilmenit geschart; Apatit reichlich. Farbloser Enstatit erscheint akzessorisch im Gestein von Mackungra in Gestrikland. Die Eisenerze treten oft in technisch verwertbaren Massen auf. Alle Gemengteile sind allotriomorph mit Ausnahme des Plagioklas, die Struktur nähert sich oft sehr derjenigen des Gabbro. Dieser besonders in Dalekarlien und den nördlichen Provinzen Schwedens verbreitete Typus

bildet Gänge in Gneiß, Granit und Porphyr und mächtige Decken in den unteren Horizonten der cambrischen Sandsteinformation von Dalekarlien. Nach EICHSTÄDT erscheint dieser Typus auch in Småland gangförmig. Auch bei Ivigtut, Frederikshaab und Julianehaab in Grönland kommt er nach TÖRNEBOHM gangartig vor.

Der die oberste Decke in der Sandsteinformation Dalekarliens bildende Särnadiabas von sehr gleichmäßig mittlerem Korn, mit etwas akzessorischem braunem Glimmer und sehr wenig Quarz, besitzt oft eine aus grünen Körnchen und farblosen Nadeln bestehende mikrokristalline Zwischenklemmungsmasse und nähert sich daher, wie der Kinnediabas, manchen Melaphyren.

Der feinkörnige, dunkelfarbige, gangförmig die jüngeren kristallinen Schiefer durchsetzende Ottfjälldiabas besteht aus braungefärbten Plagioklasleisten, deren Farbe vom Rande nach dem Zentrum hin rasch an Intensität verliert, und der oft saussüritisch verändert ist, aus leicht zersetzlichem, sehr hell gefärbtem Augit, aus einem durch dunkelbraunen metallischen Staub oft bis zur Unkenntlichkeit gefärbten Olivin, Ilmenit, Glimmer und etwas Quarz, der wohl sicher sekundär ist. Zwischen Olivin und Plagioklas, wie auch zwischen Ilmenit und Plagioklas, finden sich die gelegentlich des Hyperitdiorit besprochenen Amphibolzonen (Harjeaadalen). Die Struktur geht auch hier aus der typisch diabasisch-körnigen oft in eine gabbroähnliche über. Es ist gewiß charakteristisch, daß die amphibolitischen Olivinhöfe in diesem der Schieferformation angehörigen Diabas sofort auftreten, während sie den deckenartigen Kinne- und Särna-Typen fehlen. — Nach HOLMQUIST bildet der Ottfjälldiabas im Ottfjäll selbst, südlich vom Åreskutan in Jemtland bis zu 100 m und darüber mächtige und im Middagsvålan zahlreiche, bis zu 50 m mächtige parallele, N. 75° W. streichende Gänge im Quarzit, die zwischen sich etwa gleich breite Quarzitwände haben. Sie sind porphyrisch durch dunkle, selten weiße Plagioklaseinsprenglinge, welche Bytownit mit nach außen zunehmender Acidität sind und welche bei der Umwandlung Epidot liefern, wenn sie dunkel waren, Zoisit, wenn hell. Manche Gänge haben Mandeln von 5 – 7 mm Durchmesser, die von einer grünschwarzen Zone aus sekundär gebildetem Biotit umgeben und von stengliger, dunkelgrüner Hornblende erfüllt werden. Randliche Verdichtung ist häufig, eine Einwirkung auf den Quarzit nicht wahrnehmbar. Im Gegensatz zu den oft stark gebogenen Augiteinsprenglingen, welche sich optisch normal verhalten, löschen die Augite der Grundmasse oft undulös aus, wie Autor annimmt infolge von Spannungen im Kristallbau. Uralitbildung ist verbreitet, Magnetit reichlich und titanhaltig. Nur einen kleinen Teil der Ottfjälldiabase fand HOLMQUIST olivinführend. — Nach HÖGBOM treten die Ottfjälldiabase nur in den kristallinen Gliedern der Sevegruppe, sowie in den stark gepreßten Teilen der Sparagmitformation auf (Geologisk beskrifning öfver Jemtlands Län. Stockholm 1894).

MOBERG beschreibt Gänge von Olivindiabas aus dem westlichen

Blekinge, Schweden, die vielleicht etwas Orthoklas und z. T. viel Biotit führen und oft idiomorphen Augit enthalten. Am Salband nimmt der Olivin bis zum Verschwinden ab und das Korn wird feiner. Hornblendegehalt und granophyrische Quarz-Feldspat-Aggregate werden durch stoffliche Beeinflussung des Diabas vom Gneiß her erklärt. Im Gneiß selbst wird die Zunahme an granophyrischen Aggregaten und ein Augitgehalt in der Diabasnähe als Kontaktphänomen gedeutet.

Zum Aasbytypus scheinen großenteils auch die Olivindiabase der Kupferregion am Lake Superior zu gehören. — Nach Irving und Van Hise treten Olivindiabase mit spärlichem rhombischem Pyroxen in der Penokee-Eisenerzformation von Michigan auf. Ihr Pyroxen ist vielfach uralitisiert und mit Pinseln von Aktinolithnadeln besetzt, eine Erscheinung, die als secondary enlargement aufgefaßt wird. Diese Diabase sind oft mit vorzüglicher Erhaltung ihrer Struktur in »Soapstone« umgewandelt, der nach der Analyse eine kaolinartige Zusammensetzung hat; das ist also gewissermaßen eine Analogie zu der Haloysitbildung in brasilianischen Diabasen nach Hovey, zu der Beauxit-Pseudomorphose in den Vogelsbergbasalten nach Liebrich, bei denen gleichfalls die Struktur erhalten bleibt.

Auch unter den »Melaphyren« des linksrheinischen Rotliegenden finden sich eine Anzahl durchaus körniger Olivindiabase, die sich als holokristalline Entwicklung der Olivintholeiite auffassen lassen. Solche Gesteine, deren Olivin oft sehr deutlichen Picotit oder Chromit umschließt, finden sich $^1/_4$ Stunde nördlich von Herchweiler (der Olivin ist derart zu Serpentin und Talk umgewandelt, daß der in den Spalten und Klüften des Olivins entstandene Serpentin ein Netz bildet, dessen Maschen von Talk ausgefüllt werden), zwischen Sötern und Gonnesweiler und zwischen Sötern und Eckelhausen (mit akzessorischem Enstatit in frischen und in zu Bastit umgewandelten Individuen), zwischen Gehweiler und Furschweiler (deutlich in normalen Melaphyr übergehend), Himmelberg bei Bergweiler (ebenso), Heisterberg an der Bahn zwischen St. Wendel und Türkismühle, Rathen am Wege nach dem Funkenberge, Bahneinschnitt bei Baltersweiler, Asweiler im Birkenfeldischen usw. — Die Melaphyre des Rotliegenden bei Darmstadt scheinen ebenfalls Olivindiabas-Facies zu besitzen.

Zu den Olivindiabasen gehört auch ein Eruptivgestein aus den Halobien-Schichten des Val Trompia oberhalb Marcheno in den Südalpen, dessen Augit stark zu Amphibol umgewandelt ist, und in welchem neben dem aus Olivin entstandenen Serpentin als Zersetzungsprodukt auch stark doppelbrechende Zeolithe und Opal vorhanden sind. — H. v. Foullon beschrieb Olivindiabas aus Werfener Schichten Montenegros, welchen Tietze gesammelt hatte.

Die fernere Verbreitung der Olivindiabase ergibt sich aus den Mitteilungen von Emerson über das Gestein des Deerfield Dyke im Connecticut-Sandstein, von Hawes über Gänge im Glimmerschiefer von Campton Falls, N. H., Wiik über Gänge im Gneiß des südwestlichen

Finnland. Küch beschreibt Olivindiabas-Gänge in den kristallinen Schiefern von Kakulu im Kongogebiet Westafrikas, Sjögren aus den Diamantfeldern des südlichen Afrika, wo sie zusammen mit normalen Diabasen vom Öjetypus Törnebohm's auftreten. Die letzteren sind wohl dieselben Gesteine, welche Fouqué Ophite nennt. — Gürich fand Olivindiabas bei Gran Bassa zwischen Monrovia und Cap Palmas, Quiroga beschreibt ihn als Gang im Gneiß der Provinz Pontevedra in Spanien.

Eisenbasalt. Nach mehr als einer Richtung hin knüpft sich ein hervorragendes Interesse an die eisenführenden Basalte Grönlands, deren Kenntnis besonders durch K. J. V. Steenstrup's unermüdliche Nachforschungen gefördert wurde. Die hierauf bezüglichen Untersuchungen nahmen ihren Ausgang von den durch Erich v. Nordenskjöld lose und in einem basaltischen Gestein von Uifak (gewöhnlich als Ovifak geschrieben) am Blaafjeld auf der Insel Disko entdeckten, anfangs für meteorisch gehaltenen Eisenmassen. Diese und das sie führende Gestein wurden zunächst von Nauckhoff einem chemischen und mikroskopischen Studium unterworfen, zu welchem ein selbst gesammeltes und nach seinen geologischen Verhältnissen bekanntes Material vorlag. Nauckhoff glaubte das eisenführende Gestein von Uifak als ein gangförmiges Vorkommen auffassen zu sollen, während aus den Angaben von Nordenskjöld und Steenstrup dasselbe sich als ein Lager erweist. Die Hauptmasse dieses Muttergesteins des Ged. Eisens hat nach Nauckhoff die Zusammensetzung eines olivinfreien Basalts mit einem akzessorischen, hisingeritartigen Mineral in unregelmäßig begrenzten Putzen und Körnern, welches stets gelbbraunen Troilit umschließt, als dessen Umwandlungsprodukt es angesehen wird. In diesem, kein Ged. Eisen als Gemengteil enthaltenden Gestein liegen Klumpen einer abweichenden Gebirgsart, die von der Hauptgesteinsmasse stets durch eine rostbraune Verwitterungsrinde getrennt sind. Diese Klumpen bestehen aus einem sehr feinkörnigen Gemenge von Feldspat und einem sparsam vorkommenden grünlichen Mineral, wahrscheinlich Augit, nebst Magnetit und Flittern von Ged. Eisen, die sich oft zu Kugeln ballen. Das Ged. Eisen zeigt beim Anätzen Widmanstätten'sche Figuren; Olivin tritt akzessorisch auf, Troilit wurde nicht beobachtet, aber aus der Analyse als vorhanden angenommen. — Die rostbraune Rinde der eisenführenden Klumpen bestand aus Anorthit, der viel roten Spinell und spärliche Eisensplitter enthielt, nebst kleinen Mengen eines grünen, augitartigen Minerals. — Eine von Törnebohm wiederholte Prüfung des Nauckhoff'schen Materials lieferte ziemlich abweichende Resultate. Nach ihm ist die Struktur des eisenführenden Lagergesteins von Uifak breccienartig durch die Verbindung von dichtem Basalt und deutlich körnigem Dolerit. Es wird angenommen, daß der Basalt Fragmente einer älteren Bildung (Dolerit) umschließe. Sowohl im Basalt, wie im Dolerit liegen Einschlüsse eines »Anorthitfels«. Das Ged. Eisen findet sich nicht im Basalte, sondern nur in dessen Einschlüssen und zumal im Dolerit. Dieser letztere besteht aus Plagioklas, Augit, Olivin, Ilmenit und einer rehbraunen, an

Mikrolithen oder dunklen, auch hie und da farblosen, Kügelchen reichen, glasigen Zwischenklemmungsmasse. Außerdem finden sich, nicht im Gestein allgemein verbreitet, sondern stellenweise eingeklemmt, Gemenge von metallischem Eisen in mehreren Varietäten, Magnetkies und einem eisenreichen Silikat, welches im frischen Zustande grün und isotrop, im umgeänderten braun, radialfasrig und anisotrop ist, in beiden Zuständen aber leicht von kalter Salzsäure zersetzt wird. Diese Gemenge werden als Infiltrationen angesehen, welche die eckigen Hohlräume des miarolitischen Gesteins ausfüllten. In dem Basalt kommt kein Ged. Eisen vor, wohl aber Mandeln von bis zu 2 mm Durchmesser, welche von dem eisenreichen Silikat und Magnetkies ausgefüllt werden. — Die »Anorthitfels«-Einschlüsse bestehen aus triklinem Feldspat (Anorthit nach NAUCKHOFF's Analyse) mit mehr oder weniger reichlich eingesprengtem Graphit und Körnern von Spinell. Der »Anorthit« führt oft annähernd rektanguläre, grünlichbraune Glaseinschlüsse, die ihrerseits wieder von helleren, mit Bläschen versehenen Kügelchen durchspickt sind. An dem unmittelbaren Kontakt von Basalt und Anorthitfels und ebenso von Dolerit und Anorthitfels tritt Graphit und Spinell auch in jenen Gesteinen auf. Zur Erklärung der Anorthitfelseinschlüsse wird angenommen, es können dieselben eingeschmolzene und veränderte Einschlüsse von vielleicht bituminösem Mergel oder Mergelschiefer sein, deren Bitumen z. T. in die basaltischen Gesteine überdestilliert wurde und dann zur Ausscheidung von Ged. Eisen aus den eisenhaltigen Lösungen beitrug, welche das Gestein durchsickerten. Wenn diese Erklärung ausreicht für die kleinen Eisenkörner im Gestein, dann meint TÖRNEBOHM annehmen zu können, daß auch die großen Eisenmassen von Uifak in analoger Weise hätten entstehen können.

Mit TÖRNEBOHM gleichzeitig hat auch LAWRENCE SMITH die eisenführenden Gesteine von Uifak untersucht. Aus seinen Angaben ist etwa hervorzuheben, daß er Spinell nur untergeordnet, dagegen Korund als das herrschend vorhandene rote Mineral in den graphitreichen Partien angibt; der Nachweis ist ein chemischer. In allen Proben, die mir zugänglich waren, darunter Präparate von L. SMITH selbst, ist das rote Mineral durchaus isotrop und sicher Spinell. SMITH hält das Uifak-Eisen ebenso für tellurischen Ursprungs wie TÖRNEBOHM. STEENSTRUP, welcher von vornherein und anfangs ziemlich allein den tellurischen Ursprung dieses Eisens erkannt katte, stellte sich die Aufgabe, das nickelhaltige Ged. Eisen als zweifellosen Gemengteil normaler basaltischer Gesteine aufzusuchen, und fand dasselbe dann auch in kleinen Körnern in einem Handstück eines basaltischen Gesteins von Assuk, und einige Jahre später zunächst in losen Basaltstücken in einem alten grönländischen Grabe bei Ekaluit im Umanaks-Fjord, dann im anstehenden Gestein bei Assuk auf der Insel Disko, und ebenso an der Nordseite der Mündung des Mellemfjord auf Disko. In dem übrigens nicht zum eigentlichen Basalt, sondern zum Hypersthenbasalt gehörigen, etwa 50 Fuß mächtigen Basaltlager von Assuk ist das Ged. Eisen gleichmäßig

verbreitet in eckigen Körnern, deren kleinste nur Bruchteile eines Millimeters Durchmesser haben bis zu solchen von 18 auf 14 mm. Die größeren Körner sind Aggregate von kleineren und werden von Gesteinsmasse durchzogen. Auch hier wird das Eisen, welches nickelhaltig ist und auf polierter Oberfläche die WIDMANSTÄTTEN'schen Figuren vorzüglich schön zeigt, von Graphit und graphit-, auch spinellhaltigem Feldspat (TÖRNEBOHM's Anorthitfels, der indessen nach STEENSTRUP nicht von HCl angegriffen wird, also kein Anorthit ist) begleitet. Auf der von STEENSTRUP »Jernpynten« genannten Landzunge an der Nordseite der Mündung des Mellemfjord ist das eisenhaltige Basaltlager (es gehört ebenfalls zum Hypersthenbasalt) etwa 100 Fuß mächtig. Graphit, und grobkörnige Plagioklasnester mit Graphit und Spinell, begleiten auch hier das Ged. Eisen. — Ebenso wurde Ged. Eisen von STEENSTRUP in Gesellschaft von Graphit, Spinell und graphithaltigem Feldspat an andern Punkten auf der Nord- und Südseite des Mellemfjord, teils in dem Gesteinsgewebe des Basalts selbst, teils in rundlichen Mandelräumen und dann mit einem Mantel von Magnetkies aufgefunden. Diese Vorkommnisse, soweit ich dieselben durch die Güte des Herrn STEENSTRUP kennen zu lernen Gelegenheit hatte, gehören zum echten Basalt, wenngleich auch hier akzessorisch etwas rhombischer Pyroxen neben dem normalen Augitgemengteil vorkommt. Die Struktur dieser Basalte ist die hypokristallin-porphyrische. Das Eisen gehört z. T. zum kohlehaltigen, spröden Gußeisen, z. T. zum ductilen Schmiedeeisen mit nur geringem Kohlegehalt. STEENSTRUP schlägt für diese Basalte die Bezeichnung Eisenbasalte vor und macht auf die weite Verbreitung des Graphits als Gemengteil grönländischer Basalte auch dort aufmerksam, wo er nicht in erkennbarer Weise von Ged. Eisen begleitet wird. In solchen Vorkommnissen (Gang bei Kook Angnertunek auf der Südseite der Insel Upernivik im Umanaksfjord, Gang bei Nuk im Waigat, Lager oberhalb Nuk im Waigat, hier mit mikroskopischem Ged. Eisen, bei Nungerut unfern der Kohlengrube von Ritenbenk im Nordfjord) ist der Graphit bald gleichmäßig durch das Gestein verteilt, bald in kleinen runden Kugeln zusammengeballt. STEENSTRUP nennt solche Gesteine Graphitbasalt. —

Eine sehr sorgfältige Untersuchung TH. NICOLAU's an reichlichem, von Herrn STEENSTRUP zur Verfügung gestelltem Material bestätigte und erweiterte die Angaben dieses Forschers in allen wesentlichen Punkten. Der dem Nigrescin HORNSTEIN's nicht unähnliche sogenannte Hisingerit (spez. Gew. = 2.908) fällt auf frischen Bruchflächen des dunkelgrauen Basalts schon dem bloßen Auge durch den muschligen Bruch und fettigen Glasglanz auf, wird aber nach einiger Zeit an der Luft mattbräunlich grün, nimmt pechähnlichen Habitus an und verliert Wasser. Auch STEENSTRUP fand, daß unmittelbar nach größeren Sprengungen bei Uifak der Hisingerit oft hellbläulichweiß, fast wie Edelopal aussah, aber am Tageslicht bald braun bis schwarz wurde. Der oft mit Magnetkies durchwachsene Hisingerit ist im frischen Zustande vollkommen isotrop.

im unfrischen besteht er aus feinen, grünen, oft radialgeordneten Fasern mit geringer Doppelbrechung und positivem Charakter der Faserachsen. Übereinstimmend mit Törnebohm gibt auch Nicolau den Wechsel des Korns im Basalt an, konnte aber feststellen, daß die Partien von mehr basaltischem und mehr doleritischem Gefüge nicht breccienartig aneinander abstoßen, sondern ineinander übergehen. Mit bloßem Auge und Lupe war in den untersuchten Proben kein Ged. Eisen erkennbar und auch aus dem Pulver ließen sich mit dem Magnetstabe nur spärliche und kleine Partikel dieser Substanz ausziehen. Ließ er aber das Pulver zwei Tage lang in einer neutralen Lösung von Kupfervitriol stehen und wusch es dann mit reinem Wasser aus, bis im Waschwasser kein Kupfer mehr nachweisbar war, behandelte dann das rückständige Pulver acht Tage lang mit Ammoniak und filtrierte, so war das Filtrat blau und lieferte alle Reaktionen auf Kupfer. Dagegen konnte aus einem, nicht vorher mit Kupfervitriol behandelten Pulver durch Ammoniak kein Kupfer ausgezogen werden. Das Gestein enthält also Ged. Eisen in feiner Verteilung. Ebenso verhielt sich das Pulver des Gesteins von Assuk. Die kleinen Eisenteilchen im Gestein von Uifak waren spröde, diejenigen des Assuk-Gesteins sehr dehnbar. Der hellbraune, nur selten idiomorphe Pyroxen mit herrschenden Pinakoiden in der Prismenzone gehört nach der Analyse von Nicolau in die Gruppe der Magnesiumdiopside mit kleinem Gehalt an Titan. Der stets idiomorphe Plagioklas der Blaafjeld-Basalte wurde als $Ab_{30}An_{70}$ bestimmt. Farbloser Olivin, der nur sehr schwer von Säuren angegriffen wurde, fand sich spärlich in zwei Generationen. Bei ophitischer Struktur waren die eckigen Räume zwischen Feldspat und Pyroxen teils mit frischem, teils mit verändertem Hisingerit, teils mit einer braunen Basis erfüllt. In dem Blaafjeld-Basalt findet sich neben dem fein verteilten auch Ged. Eisen in größeren Partien und verhält sich dann strukturell wie eine Mesostasis, spielt also eine ähnliche Rolle, wie in den Sporadosideriten. Immer ist es von Hisingerit und Magnetkies begleitet und auch der Graphit findet sich stets daneben. — Den ganz mit Graphitstaub und -schuppen erfüllten, auch viel Glaseinschlüsse und den chromhaltigen roten Spinell führenden Feldspat der Anorthitfels-Einschlüsse bestimmte Nicolau als Ab_1An_{12} und macht darauf aufmerksam, daß in dem normalen Eisenbasalt des Blaafjeld hie und da große Einsprenglinge von Plagioklas vorkommen, deren Kern auf M eine Auslöschungsschiefe von -35^0 hat, während auf einer mittleren Schale derselben die Auslöschungsschiefe zu -30^0, am Rande zu -27^0 gefunden wurde. Der Kern dieser Einsprenglinge hat also dieselbe Zusammensetzung, wie der Feldspat der Einschlüsse.

Nach meiner Überzeugung ist das Ged. Eisen dieser Basalte ein Zeuge aus jenem Abschnitt der Gesteinsgeschichte, in welchem derselbe noch eine Metalllegierung darstellte und der Graphit entstammt wohl ursprünglichen Metallkarbiden. Dann aber ist anzunehmen, daß dieselben Relikte sich auch in andern Basalten finden werden, wenn auch

in einer so feinen Verteilung, daß sie sich bisher der Beobachtung entzogen. Es könnte wohl sein, daß nach dieser Richtung hin anzustellende Untersuchungen öfter den Graphit als das Ged. Eisen würden finden lassen. — Ob die sogen. Anorthitfelse älteste Ausscheidungen aus dem silikatischen Magma oder aber metamorphosierte Mergeleinschlüsse seien, wird man zunächst noch unentschieden lassen müssen. Nach der Untersuchung von Walt. Wahl ist die erste Annahme die wahrscheinliche. Diese Untersuchung hat überdies eine Anzahl gewichtiger Beweisgründe für die von mir aufgestellte Theorie der geschichtlichen Entwicklung eines Eruptivmagmas aus dem Anfangszustand einer Metalllegierung geliefert. Er konnte aus der älteren Literatur über das Uifak-Gestein und aus eigenen Beobachtungen feststellen, daß die größeren Klumpen von Ged. Eisen in wechselnden Mengen auch Gesteinsmasse einschließen und Lorenzen gibt ebenfalls an, daß zwischen Basalt mit nur wenigen und kleinen Eisenflittern, wie ihn Nicolau studierte, Übergänge zu den gediegenen metallischen Massen vorkommen. Wahl hebt ferner hervor, daß die basischen Plagioklase der Gesteinsmasse mit vollkommen idiomorpher Begrenzung in die Metallmasse hineinragen. Zur Zeit der Kristallisation der Silikate mußte die Metallmasse also noch flüssig sein. Man möchte glauben, die oben erwähnte Erscheinung, daß Pyroxene und Plagioklase normaler Basalte mit idiomorpher Begrenzung in den Magnetit hineinragen, ebenfalls daher rühre, daß dieser Magnetit noch zur Zeit der Silikatausscheidung regulinisches Eisen in geschmolzenem Zustande war. Weiteres über das Vorkommen von Ged. Eisen wurde oben S. 1192 mitgeteilt. — Arth. Schwantke kommt in seiner Arbeit über die Eisenbasalte von Uifak zu einer andern Erklärung des Ged. Eisen, für die aber auf die Arbeit selbst verwiesen werden muß.

Den Eisen- und Graphitbasalten entsprechende Gesteine paläovulkanischer Entstehung kennt man nicht.

Als **Hypersthenbasalt** hat Diller eine zwischen Basalten und Andesiten stehende Gruppe bezeichnet, deren erste Repräsentanten er vom Mount Thielson in Oregon gelegentlich seiner Beobachtungen über die durch Blitzschlag gebildeten Schmelzrinden an diesem Vorkommnis beschrieb. Es sind an dunklem braunem Glase reiche, hypokristallinporphyrische Basalte, in denen neben Plagioklas, Olivin und Augit auch Hypersthen erster Generation vorkommt, während in der Grundmasse Plagioklas und Augit reichliche Mikrolithe bilden. Magnetit und Apatit sind in normaler Weise vorhanden. Die Struktur ist angenähert hyalopilitisch, erreicht jedoch nicht eigentlich den Habitus eines Mikrolithenfilzes, sondern entspricht etwa der der Labradorporphyrite. Die Summe von Hypersthen und Olivin zusammen ist eine derart konstante, daß mit zunehmendem Hypersthengehalt der Olivin abnimmt und umgekehrt.

Durchaus analoge Gesteine beschreiben Hague und Iddings aus Salvador in Zentralamerika, Emmons vom Mount Pitt im südwestlichen Oregon, Iddings aus dem Eureka-Distrikt, Nevada, Becker aus Kalifornien, Lindgrén aus der Todos Santos-Bai in Baja California, olivin-

frei. G. O. Smith und Fr. C. Calkins untersuchten Vorkommnisse von den Hidden Lakes in der Cascade Range, H. B. Patton solche vom Krater Lake im Yellowstone National Park. — Nach A. Hoppe kommen sie am Cerro San Miguel bei Atlixco in Mexiko vor. — H. J. Jensen beschreibt sie aus Queensland, Australien. — Nach Fouqué tritt Hypersthenbasalt auf dem Gipfel des Inselkegels von Methana auf und wäre jünger als die vielleicht pliocänen Hypersthenandesite; er könnte einer früh christlichen Eruption angehören. — Nach Deprat haben olivinhaltige und olivinfreie Hypersthenbasalte eine weite Verbreitung als Spaltenergüsse im nordwestlichen Sardinien in der Gegend von Tergu, Kulvi, Sassari und Ploaghe, zusammen mit sehr olivin- und pyroxenreichen, also limburgitischen Basalten bei Montresta und Seda Oro. — Nach Bergeat sind die Laven des Monte Sant' Angelo auf Lipari Hypersthenbasalte. — Rosiwal gibt auffallenderweise olivinfreie Hypersthenbasalte aus dem Kenia-Gebiet und den Settima-Bergen in Afrika, ebenso von Let Marifia in Abessynien an. — Nach Verbeek scheint auch die Lava des neuen Kraters am Vulkan Lemougan, Residentschaft Probolingo, Java zu den Hypersthenbasalten zu gehören. — Einen pilotaxitischen Bronzitbasalt mit Olivin beschreibt Jensen von Vaipuli bei Matauto, Sawaii.

Mineralogisch nahe verwandt sind die oben besprochenen eisenführenden Gesteine von Assuk und Jernpynten auf der Insel Disko. Doch ist einmal ihr porphyrischer Charakter trotz deutlich vorhandener Glasbasis nicht so prägnant in dem Gegensatz von Einsprenglingen und mikrolithischen Gebilden der Effusionsperiode ausgeprägt und der Feldspatgehalt ist ein weit geringerer. Der rhombische Pyroxen ist fast farblos und ohne Pleochroismus, also schwerlich Hypersthen. Die Struktur ist insofern eine eigentümliche, als der Augit und der rhombische Pyroxen, welchen übrigens schon Törnebohm in dem Assuk-Gestein erkannte, gern in chondrenähnlichen Konkretionen zusammengehäuft sind. Th. Nicolau erkannte die frühere Verwechslung des Enstatits in diesen Gesteinen mit Olivin und bewies, daß sie strukturell und nach chemischem und Mineralbestand zu den Andesiten gehören. Ihr Feldspat ist ganz vorwiegend Labradorit, doch kommen auch saurere Mischungen vor. Die Eisenkörner in diesem Gestein sind teils ganz frisch und homogen; in andern Fällen sind sie von einer Haut von Magneteisen und Eisenoxyd überzogen, wie das von A. Sauer im Basalt des Ascherhübels bei Tharand gefundene Ged. Eisen, oder rundum von Hisingerit bekleidet, auch oberflächlich mit Magnetkies besetzt. — Das Auftreten dieser Gruppe in der südlichen Rhön und an der Teufelskaute bei Dietesheim wurde bereits oben erwähnt. An letzterem Orte, sowie bei Monte vecchio in Sardinien ist die Struktur nicht die hypokristallin-porphyrische, sondern die intersertale, so daß die Gesteine genau den Palatinittypus der permischen Eruptivreihe des Nahetals wiederholen. — M. Bauer und F. Rinne bestimmten den Basalt vom Blumenhain bei Borken als Enstatitbasalt, der erstgenannte beschrieb als solche ferner die Vorkommnisse vom Buschhorn bei Neuenhain, vom

Sandberge bei Frielendorf, Kollenberg bei Ziegenhain, Heimenhain und und Romberg bei Gelnhausen in Niederhessen. — H. Wiegel beschreibt Enstatitbasalt aus der Schwalm zwischen Borken und Ziegenhain, von Röllshausen und von der Rönneburg bei Gelnhausen.

Auf die weite Verbreitung des Hypersthenbasalt-Typus, zumal mit intersertaler Struktur unter den Melaphyren des Saar-Nahe-Gebietes wurde bereits an früherer Stelle hingewiesen. Die allmählichen Übergänge in die Hauptgruppe der neo- und paläovulkanischen Basaltgesteine sind meines Wissens in keinem andern Gebiete so deutlich und so häufig, wie hier. Das ist der Grund, warum ich schon in der 3. Auflage dieses Buches von einer scharfen Abtrennung der Palatinite, wie ich die Enstatit- oder Bronzitmelaphyre genannt habe, Abstand nahm.

Die den Hypersthenbasalten entsprechenden altpaläozoischen Ergußgesteine hat man wegen ihres meist recht eisenarmen rhombischen Pyroxens Enstatitdiabase genannt. Die ältesten Repräsentanten dieser Gruppe finden sich in den cambrischen Schichten der Grafschaft Wales. Es gehören dahin mit allerdings einigermaßen abweichendem Charakter Diabasgesteine von Penmaenmawr und Conway. Das erstgenannte Vorkommen ist in jüngerer Zeit von Schaub eingehend beschrieben worden. Er nennt es einen Quarznorit und bestimmte den Feldspat als Bytownit mit Labradoritmänteln. Doch kann man es wegen seiner ausgesprochen porphyrischen Struktur nicht wohl zu den Noriten stellen. Ob man es nicht besser seiner chemischen Konstitution nach, zumal wegen seines hohen Gehaltes an Kieselsäure zu den Enstatitporphyriten stellen sollte, darüber ließe sich streiten. Der Quarzgehalt nimmt nach Schaub mit der Zersetzung des Gesteins zu, bedeutet also nicht viel für die Klassifikation. Das am wenigsten veränderte Gestein hat 58.45% SiO_2 und steigt auf 62.24%. In auffallend sauren Schlieren des Gesteins, die aber dieselben Gemengteile haben, wie das Hauptgestein, zu denen noch Amphibol und Prehnit sich gesellen, erreicht die Kieselsäure fast 72%. Die von Schaub mitgeteilten Analysen dieser Schlieren lassen sich kaum als Differentiationsprodukte verstehen, sondern deuten eher auf Zersetzungserscheinungen. Der beträchtliche Gehalt des normalen Gesteins an Alkalien ($Na_2O = 3.67—4.55$, $K_2O = 1.02$ bis 1.70) und an Orthoklas lassen eine Beziehung zu der Alkaligesteinsreihe nicht unwahrscheinlich erscheinen. Vielleicht werden die Analysen Schaub's noch eine große Bedeutung gewinnen in der Diskussion über die so weit verbreitete Verknüpfung des Keratophyrtypus mit den Effusivformen der Kalkalkalimagmen. Der rhombische Pyroxen, welcher größtenteils in Bastit umgewandelt wurde, scheint nach dem optischen Verhalten der frischen Reste zum Bronzit zu gehören. Derselbe ist durchweg idiomorph und älter als Augit und Plagioklas. Da auch primärer Quarz in nicht unbedeutender Menge in diesen Trappgesteinen auftritt, so erweisen sich auch die Feldspate als idiomorph in hohem Grade. Daß solche Gesteine eine größere Verbreitung in den englischen altpaläozoischen Schichten besitzen, beweist die Arbeit von Watts, der

dieselben als intrusive Massen mit normaler Diabasstruktur in dem Cambrium der Breidden Hills an der Grenze der Grafschaften Shropshire und Montgommeryshire bei Bausly, Trewern und Buttingdon auffand. — Dem Penmaenmawr-Vorkommen nahe verwandt sind nach der Beschreibung von J. V. Elsden die an der Küste von Pembrokeshire in den altpaläozoischen Schichten von den Lingula Flags bis zu den Bala Beds auftretenden Enstatitdiabase zwischen St. Davids bis zum Strumble Head. Ihr Korn wechselt vom dichten bis zum eugranitischen, so daß Elsden von Gabbro und Norit, nicht von Diabas spricht, ganz wie Schaub. Hervorzuheben ist das häufige Eintreten von Quarz und Orthoklas, bezw. schrifgranitischer Gemenge dieser beiden Mineralien. Man würde danach vielleicht besser diese Gesteine bei den Konga-Diabasen einreihen. Sehr wichtig ist es, daß hier diese Gesteine tatsächlich mit Keratophyren vergesellschaftet sind. Ein solches Vorkommen am Abercastle halbwegs zwischen St. Davids und Strumble Head wird Lime-Bostonite genannt. Was Elsden als eine dichte Abart der Quartz-Enstatite-Diorite vom Penclegyr östlich Porth Gain beschreibt und Albite-Enstatite rock nennt, dürfte nach der Beschreibung und nach der mitgeteilten Analyse ein aplitischer Gang sein, ähnlich den Albititen, und Plagiapliten von Duparc und Pearce. — Auch an andern Orten sind die Enstatitdiabase oft recht sauer und erinnern daran, daß ja auch der Konga-Diabas von Graugärde farblos durchsichtigen Enstatit führt. — Daß es aber auch echt basaltische Enstatitdiabase gibt, beweist das von Mats Weibull beschriebene lose Vorkommen vom Slättberge im südlichen Dalekarlien mit 50% SiO_2 und echter diabasischer oder basaltischer Zusammensetzung.

Nach Eichstädt haben die Enstatitdiabase eine weite Verbreitung als Gänge im Granitgebiet des mittleren und östlichen Småland. Auch sie sind durch einen Gehalt an Orthoklas und granophyrischen Quarzfeldspataggregaten als sauer gekennzeichnet; Hornblende und Biotit sind akzessorisch vorhanden. Die Kirchspiele Solberga, Sandsjö und Moheda sind Hauptverbreitungsgebiete. Auch die von Eichstädt als quarzreiche Diabase bezeichneten Gänge aus dem Gneißgebiet Smålands mit allerorts gelbem Plagioklas enthalten meistens einen rhombischen Pyroxen und führen Orthoklas und granophyrische Zwickel zwischen den Feldspatleisten. — Törnebohm hat wohl zuerst den Bronzitdiabas, so auch bei Konung Oscarshamm, nachgewiesen.

Corstorphine beschreibt Hypersthendiabase aus dem südlichen Arran, welche im Kontakt mit dem liegenden carbonischen Sandstein z. T. vitrophyrische Randzonen zeigen und im Kontakt mit Quarzporphyr Einsprenglinge von Feldspat und Quarz führen, die aus dem Porphyr stammen. Der Quarz hat die augitischen (z. T. in Karbonate umgewandelten) Korrosionsränder, der Feldspat umgeschmolzene Grenzzonen. Durch Mischung beider Gesteine, welche vorkommt, wird die Grundmasse granophyrisch.

Nach Andreae und Osann gehört das intrusive Diabaslager im

Connecticut-Sandstein, welches an der West Shore R. R. in großen Steinbrüchen bei Weehawken abgebaut wird, zu den Hypersthendiabasen. Auch hier treten granophyrische Quarzfeldspataggregate auf und dann wird der Augit idiomorph, während das Gestein sonst eine normale diabasisch-körnige Struktur zeigt. Am liegenden Kontakt wird der Diabas feinkörnig bis dicht und nimmt holokristallinporphyrische Struktur an. Plagioklas und Augit bilden die Einsprenglinge, Biotit reichert sich an und Olivin tritt an die Stelle des Hypersthens. — Auch Campbell und Brown beschreiben Hypersthendiabase von mehreren Punkten in dem Connecticut-Sandstein in Virginia; olivinführend ist das Vorkommen 2 miles nördlich von Rapidan, Culpeper Co. — Nach Kemp und Marsters enthalten auch Gangdiabase des Lake Champlain-Gebiets Hypersthen und Palache gibt dieses Mineral aus einem stark epidioritischen Gang in San Francisco an.

Auch in Sumatra ist dieser Typus nach Verbeek's Angaben vertreten, spielt aber hier lebhaft in den Gabbrotypus hinüber. — Chrustchoff beschreibt von der Steinigen Tunguska in Sibirien eine Reihe diabasartiger und melaphyrähnlicher Gesteine als Gänge und Decken im Silur, die vorwiegend zu Enstatitdiabasen mit kleinem Gehalt an Olivin und mit granophyrischer Mesostasis gehören, teils olivinreich werden und dann der granophyrischen Aggregate entbehren. Die Struktur ist bald ophitisch, bald gabbroide. — Auch der intersertale Olivintholeiittypus und hyalopilitische Formen kommen daselbst vor.

Ziemlich häufig ist der Enstatitdiabastypus unter den Rotliegend-Diabasen des Saar-Nahe-Gebietes vertreten, so am Ausgang von Überroth nach Dautweiler, an der Straße von Lichtenberg nach Baumholder, bei Seelen usw. Er entsteht hier durch holokristalline Entwicklung der palatinitischen Tholeiite. — Unter den altpaläozoischen Diabasen Deutschlands ist mir nur ein Enstatitdiabas bekannt geworden von Hempla bei Bad Steben im Fichtelgebirge, in welchem reichliche Bastitindividuen wohl auf einen ursprünglichen Bronzitgehalt schließen lassen. R. Brauns gibt rhombischen Pyroxen neben etwas Olivin aus dem Diabas von Friedendorf an.

Man wird aus obigen Mitteilungen den Schluß ziehen müssen, daß hier unter dem Gruppennamen Enstatitdiabas zwei gänzlich verschiedene Typen zusammengefaßt sind, deren einer diese Bezeichnung voll verdient, während der andere sich an die Kongadiabase anschließt und deren systematische Stellung teilt.

Als **Quarzbasalt** beschrieb J. S. Diller das jüngste Ausbruchsprodukt gewisser kalifornischer Vulkanzentren, welches er besonders am »Aschenkegel« bei Snag Lake am Lassen's Peak studierte, wo es in kompakter Lava und in Bomben auftritt. Einsprenglinge von Quarz, Olivin, Hypersthen, Augit und Plagioklas liegen in einer glasreichen andesitähnlichen Grundmasse mit Augit- und Feldspatmikrolithen. Die Grundmasse enthält keinen Quarz. Die Quarzeinsprenglinge bilden nicht wie die übrigen Mineralien idiomorphe Kristalle, sondern rundliche und

korrodierte, oft stark zersprungene Körner, welche von einem Kranz von Augitmikrolithen und einem dunklen Glashofe umgeben sind. Trotz dieser für fremde Einschlüsse charakteristischen Umrandungen hält Diller an der endogenen Natur der Quarze fest, da ihre ganz gleichmäßige Verbreitung durch die ganze gewaltige Gesteinsmasse eine andere Erklärung nicht zulasse. Daß die Quarze sehr alte Gemengteile intratellurischer Provenienz seien, beweise ihr gleichförmiges Auftreten auch in den Bomben. Diller schreibt ihnen ein höheres Alter als den Olivinen zu und nimmt an, daß erst ihre Ausscheidung dem Gestein die zur Olivinbildung nötige Basizität erteilte. Dann mußten allerdings die Quarze sich nachher dem Gesteinsmagma gegenüber ähnlich wie die Fremdlinge verhalten. Als charakteristisch für die Quarzbasaltlava zur Zeit ihres Ausbruchs wird eine sehr hohe Viscosität angesehen, welche teils aus der Blocknatur der Lava selbst, teils aus der runden Form der losen Auswürflinge hervorgeht, die sich beim Fall nicht, wie gewöhnlich, abplatteten.

Dasselbe Gestein wurde von Diller, einem andern vulkanischen Zentrum zugehörig, am Silver Lake, 20 miles NW. vom Lassen's Peak aufgefunden. — Hague gibt solche Quarzbasalte mit andesitähnlich hyalopilitischer Struktur auch im Eureka-Distrikt, Nevada, als verbreitet an. — Iddings beschreibt Quarzbasalte aus den Tewan Mts., Neu-Mexiko, aus Arizona (Santa Maria Basin), vom Elk Head Creek, Crescent Peak, Whitehead Peak und Camel Mtn., Kolorado. — Merrill fand im Quarzbasalt von dem Plateau NO. und O. von Virginia City, Montana, um die Quarze außer dem Augitkranz auch noch einen äußeren Kranz von ungestreiftem Feldspat. — Auch unter den sehr mannigfachen Basalttypen der Tucson Mountains, Pima Co., Arizona findet sich nach F. N. Guild der Quarzbasalt. Die Quarze sind einheitliche eckige Körner, frei von Einschlüssen, und Augitkränze um dieselben werden nicht erwähnt. — J. B. Hastings und Ch. P. Berkey beschrieben Quarzbasalte vom Typus Lassen's Peak aus dem Goldfield Mining District in Nevada. — Calkins beschreibt Quarzbasalte vom Cherry Creek im John Day Basin, Oregon, U. S. A. — Ein in jeder Beziehung den kalifornischen analoges Vorkommen, das am Boden eines Eisberges im De Bruyne-Sund, Franz-Josephs-Land, gefunden wurde, untersuchte J. J. H. Teall.

Daß im Basalt, wie in andern Gesteinen, zumal in den Lamprophyren, Quarzkörner als Fremdlinge vorkommen, die dann regelmäßig von einem Kranz grüner Augitnadeln umgeben sind, welche aus der Mischung des korrodierenden Gesteinsmagmas und des korrodierten Quarzes auskristallisierten, ist eine alte Erfahrung, die man fast in jedem Basaltgebiet der Erde gemacht hat. Aber von diesen Vorkommnissen unterscheiden sich die Diller'schen Quarzbasalte in wesentlicher Weise durch die allgemeine und gleichmäßige Verbreitung des Quarzes. Man wird nicht die Annahme verteidigen können, daß hier nichts weiter als ein ungewöhnlicher Reichtum von Fremdlingen der gewöhnlichen

Art vorliege. Man wird weiter nicht die Angabe bestreiten können, wonach diese Quarze den Charakter der Quarze der Ergußgesteine tragen, nicht den der Quarze der Tiefengesteine, kristallinen Schiefer und Sandsteine. Ebenso wird man aber unbedingt daran festhalten müssen, daß diese Quarze Fremdlinge sind und nicht normale Ausscheidungen aus dem Basaltmagma. Das beweist zweifellos die Vereinigung von Resorptionsphänomenen am Quarz und die Neubildung dieses Augits in dieser Anordnung. Daß die Quarze abnorme und nicht normale Komponenten des Basaltes sind, das geben ja auch Diller und Iddings anstandslos zu, indem sie nach einer Erklärung suchen.

Für die Theorie der Entwicklung eines Eruptivmagmas, wie ich seit Jahrzehnten versucht habe dieselbe festzustellen, sind die Quarzbasalte von hoher Bedeutung, Wären diese Quarze normale Ausscheidungen des Basaltmagmas, so wäre meine Darstellung der Eruptivgesteinsbildung nicht haltbar. Jede Erklärung derselben ist daher in hohem Grade erwünscht. Diejenige von Diller ist nach meiner Überzeugung nicht haltbar; daß intratellurisch ausgeschiedene Quarze resorbiert werden und sich um sie Resorptionshöfe bilden, ist ja zweifellos; daß sie sich aber in so basischen Gesteinen bilden und daß sie Resorptionshöfe von Augit haben, ist nie beobachtet worden. Ihre Resorptionshöfe bestehen aus Mikrofelsit oder granophyrischen Quarzfeldspatbildungen. — Iddings, der sie auch als Ausscheidungen aus dem Basaltmagma auffaßt, vergleicht das Zusammenauftreten derselben mit Olivin usw., mit dem Vorkommen von Fayalit, Tridymit, Feldspat usw. in den Lithophysen der Obsidiane und konstruiert unter eingehender Darlegung der möglichen (aber keineswegs bekannten) Wirkungen von Druck, Temperatur, eutektischen Mischungen auf die Kristallisation von Lösungen eine Erklärung in folgenden Worten: »it seems reasonable to suggest that the production of extremely acid and basic minerals in deep-seated magmas may have been brought about, like their production in certain magmas after they have reached the surface, by the influence of absorbed water acting under favourable conditions of pressure and temperature, which combined to solidify the magma more or less completely for the time being, but which, as the quartz grains themselves show, was an unstable solidification, which subsequently yielded to the potential liquidity of the magma, resulting in the partial resorption of the quartz crystals before the final consolidation of the rock to its present form«. Diese Erklärung leidet daran, daß man doch kaum einen Vorgang (die Fayalit- und Quarzbildung in Lithophysen), den Iddings selbst sehr schön als einen pneumatolytischen im leeren Raum geschildert hat, mit einem rein magmatischen in der Lösung vergleichen kann. Überdies finden sich in den Lithophysen keinerlei Resorptionsphänomene. Wenn ferner favourable condition of temperature and pressure im stande sind, die Gesetzmäßigkeit in der Reihenfolge der Ausscheidungen aus einem Magma umzuwerfen, dann würde ich erwarten, daß solche Umkehrungen

mehrfach und in allen möglichen Gesteinsfamilien zu beobachten wären. Alles das trifft aber nicht zu.

Ich pflege seit Jahren die Quarzbasalte dadurch zu erklären, daß zwei in der Tiefe zu gesonderter Entwicklung gelangte Teilmagmen, ein rein basaltisches und ein dacitisches, in vorgeschrittenem Zustande intratellurischer Kristallisation gleichzeitig entleert wurden und sich beim Aufsteigen mischten. So finden wir die Einsprenglinge beider Magmen nebeneinander in einem »andesitischen Basalt« (das sind die Quarzbasalte chemisch in der Tat) und die Quarze befinden sich im Zustande normaler Fremdlinge, die einer Resorption in basischem Magma unterliegen. Zur Stütze diene die Tatsache, daß Diller in dem Lassen's Peak-Quarzbasalt Einschlüsse von quarzhaltigem Bimsstein fand; sie beweisen die Anwesenheit quarzführender Magmen in der Tiefe. Als Analogie weise ich hin auf die von Rosiwal in Hyalobasalten von Addele Gubo in Abessynien beobachteten Quarze und seine Erklärung, daß sie aus sauren Ergußgesteinen übernommen wurden, und auf Beobachtungen von Vélain an basaltischen Laven von Aden bezüglich des Vorkommens von Labradorit als Einsprengling neben Anorthit in der Grundmasse (S. 1164). Auch Ant. Koch erklärte 1900 den altbekannten Quarzgehalt der Detunata-Basalte in Siebenbürgen durch Einschmelzung dacitischer Eruptivgesteine.

Eine weitere Stütze für die von mir gebotene Erklärung liefern die Beobachtungen von J. E. Hibsch an Quarzbasalten aus dem Kaukasus südlich von Neu-Lars und nördlich von Kasbek in der Darialschlucht. Hier besitzen nicht nur die Quarzeinsprenglinge alle die Eigentümlichkeiten der kalifornischen Fundorte, sondern auch die Feldspateinsprenglinge zeigen einen Kern von Ab_1An_1, der wohl in dem andesitischen Magma sich bildete, während ihre Schale, ebenso wie die mikrolithischen Feldspate der Grundmasse die Zusammensetzung Ab_2An_3 haben und also wohl aus dem basaltischen Magma sich bildeten. Neben den herrschenden basaltischen Augiten finden sich vereinzelt auch solche, deren Kern aus rhombischem Pyroxen besteht. Auch etwas korrodierte Hornblende erscheint in diesen Quarzbasalten.

A. Lacroix schließt sich bei der Besprechung des Quarzbasaltes von der Pointe Burgos an der SW-Spitze von La Martinique der Erklärung von Iddings an. Wenn aber die Quarze dieses Gesteins keine Fremdlinge sind, so ist das Gestein kein Basalt, sondern ein SiO_2-armer Dacit mit Olivin.

Es wäre möglich, daß die hier mitgeteilte Erklärung auch schon von Harker (Geol. Mag. 1892. 487) gegeben wäre in einem Aufsatz: On porphyritic quartz in basic igneous rocks, den Cole (Derived crystals in the basaltic andesite of Glasdrummon Point. Sc. Trans. Roy. Dublin Soc. 1894. V. 240) zitiert, den ich aber selbst nicht habe lesen können. Aber aus Lacroix's großem Werke über die Montagne Pelée S. 571 ersehe ich, daß Alfr. Harker (Geol. Mag. 1892. IX. 485) die Anwesenheit von Quarzeinsprenglingen in basischem Eruptivgestein durch die Diffe-

renziation eines Magmas in horizontalen Lagen mit nach oben zunehmendem Gehalt an SiO_2 erklärt. Die in den oberen sauren Lagen ausgeschiedenen Quarze seien dem Gesetz der Schwere folgend in die tieferen kieselsäurearmen Lagen herabgesunken.

Den Quarzbasalten entspricht in jeder Beziehung das Vorkommen von Quarzmelaphyren, so bei Albersweiler in der Pfalz, deren Quarzeinsprenglinge die gleichen Formen, Resorptionen und Einschlüsse zeigen, wie die der Basalte und von denselben Augitkränzen umhüllt werden.

Quarzdiabas. Daß auch in den Diabasen eine kleiner Quarzgehalt nicht selten vorkomme, ist eine alte Erfahrung. Aber bei dem gewöhnlichen Erhaltungszustande ist es nicht immer leicht, hier den sekundären Quarz mit Sicherheit von primärem zu unterscheiden. Soweit eigene Erfahrungen reichen, ist der Quarz in den Diabasen der deutschen paläozoischen Gebirge fast durchweg sekundär und Vorkommnisse, wie sie Dathe aus der Lausitz und aus dem Erzgebirge beschrieben hat, möchte ich keine Beweiskraft zugestehen. Was Rothpletz als Quarzdiabas und Quarzdiabasporphyrit von Nossen und Niederwiesa bestimmte, dürfte in die Keratophyrreihe gehören. E. Cohen untersuchte gangförmige Quarzdiabase aus dem Granit von Taba Umboom und aus dem Porphyrgebiete des Umkomate in Südafrika und Verbeek giebt sie als ziemlich verbreitet aus Sumatra an. Aber ein volles Bürgerrecht in der Welt der Gesteine erhielt der Quarzdiabas erst durch A. E. Törnebohm. Dieser hat in seiner inhaltreichen Arbeit über die wichtigeren Gabbro- und Diabastypen Schwedens eine Anzahl gangförmig im Gneiß und in untersilurischen Schichten Schonens im südlichen Schweden auftretender Gesteine, sowie ein deckenartig über Graptolithenschiefer bei Konga ausgebreitetes Vorkommen als Konga-Diabase zusammengefaßt. Dieselben bestehen bei feinem Korne vorwiegend aus einem von HCl angreifbaren, also basischen Plagioklas, aus einem nicht selten ganz oder teilweise idiomorph begrenzten, zu Zwillingsbildung nach (100) neigenden gelblichbraunen Augit, neben welchem ein farbloser, sehr leicht zersetzbarer monokliner Pyroxen (Magnesiumdiopsid) in untergeordneter Menge vorkommt, aus reichlichem Apatit, von Leukoxen umrandetem Magnetit und nicht unbedeutenden Mengen von jedenfalls primärem Quarz. Dieser Quarz tritt auch vielfach mit Feldspat zu granophyrischen Verwachsungen (Schriftfeldspat Törnebohm's) zusammen. Der Augit ist oft mit Amphibol in paralleler Stellung verwachsen oder wird von demselben gänzlich eingehüllt. Der erstgenannte Augit ist sehr allgemein von einer im frischen Zustande nicht erkennbaren basischen Spaltbarkeit aus in eine blaugrüne opake Substanz umgewandelt, aus welcher sich dann erst ein grünes Mineral, bald mit deutlicher Glimmerstruktur und lebhaft pleochroitisch, bald in regellos verfilzten schuppigen und blättrigen Aggregaten entwickelt, welches, ohne gelöst zu werden, unter der Einwirkung von HCl seine Farbe verliert. Törnebohm hält diese grüne, meistens mit Epidotkörnchen durchspickte Sub-

stanz für Chlorit. Sekundärer Calcit findet sich gleichfalls. W. Wahl erkannte, daß die Pyroxene in den Diabasen von Röstånga und Konga-Klint sehr verschiedene Größe des Achsenwinkels von $2E = 0^0$ bis zu $2E = 60^0$—70^0 haben und also Glieder der Magnesiumdiopsidreihe darstellen, was ich bestätigen kann. Die Spaltbarkeit nach (001) hat nach Wahl genau die Charaktere, wie sie oben S. 1180 von Föglö und dem Ladoga-See beschrieben wurden. Dieser Konga-Typus, dem nach Törnebohm's Angaben auch manche Vorkommnisse des mittleren Schwedens, südwestlich der Zinkgruben von Åmmeberg am Nordende des Wettern-sees, nördlich von Sala, Billingfors in Dalsland u. a. m. sich anschließen, stellt sich durch seinen Hornblendegehalt in die Nähe der Gangproterobase.

Nach den Forschungen der beiden letzten Jahrzehnte hat dieser Konga-Typus als Gangformation eine ungeahnte Verbreitung. Corstorphine beschreibt ihn vom Bennan Head im südlichen Arran, H. Reusch aus dem Gneiß im Gebiet des Varangerfjord zwischen dem Rappenelv und Sirddegoppe mit starker randlicher Verdichtung in vorzüglicher Schönheit, Fr. D. Adams aus dem Lawrentian nördlich von Montreal, W. G. Miller aus der Gegend von Kingston, Canada (Proceed. Canadian Institute 1897), Lindgrén aus cambrischen und silurischen Tonschiefern der Big Belt Mts. in Montana, Cohen vom Colesberg in Südafrika mit großen (bis 12 mm langen und 2 mm breiten) oft gebogenen und geknickten Augitsäulen. Allenthalben ist das Charakteristische und zugleich Auffallende der oft große Reichtum an zierlichsten granophyrischen Quarzfeldspataggregaten, wie man sonst gewohnt ist, sie nur in Granit- und Quarzporphyren zu beobachten. Diese charakteristischen granophyrischen Quarz-Feldspat-Aggregate finden sich nach W. Wahl auch in gewissen Ausbildungsformen der Diabase von Föglö und aus dem Gebiete des Svir-Flusses in Finland. — Auch der Pyroxen der in Michigan verbreiteten Quarzdiabase gehört in die Reihe der Magnesiumdiopside, wo ich 2E wechselnd von 15^0—50^0 fand.

A. C. Lawson beschreibt sehr eingehend diesen Typus in lang anhaltenden, NW. streichenden, 60 bis 150 Fuß mächtigen Gängen aus dem Rainy Lake-Gebiet. Die Gänge sind grobkörnig und gabbroide im Zentrum, nach dem Rande hin werden sie zunächst ophitisch, am Salband aphanitisch mit ausgesprochen porphyrischer Struktur. Chloritische Bildungen, die randlich ziemlich häufig sind, fehlen dem Zentrum gänzlich; Quarz ist reichlich vorhanden im Zentrum und wird spärlich gegen die Salbänder. Grossular tritt im grobkörnigen Zentrum auf, wird in den mittelkörnigen Gesteinsteilen reichlich und verschwindet mehr oder weniger vollständig an den Salbändern. Bronzit in idiomorphen Einsprenglingen erscheint in den porphyrischen Randzonen und fehlt den körnigen Gangzentren. Die Einsprenglinge der porphyritischen Randzonen werden in dem Maße kleiner, wie das Korn der Grundmasse dichter wird. Der Augit ist durchweg polysomatisch und wird in manchen Gängen von grüner Hornblende umsäumt und zwar

auffallenderweise so, daß diese einheitlich sich um ein polysomatisches Augitaggregat erstreckt. In andern Gängen ist die grüne Hornblende auch selbständig und oft reichlich, ja fast bis zur Verdrängung des Augits vorhanden.

Ebenso schildert A. C. Lane eine Kongadiabas-Gangformation aus den oberhuronischen Schiefern und Grauwacken von Marquette Co. in Michigan, welche spilositisch kontaktmetamorphosiert sind. Die Gänge haben dichte, z. T. glasige Salbänder mit Intersertalstruktur; dann fehlt natürlich der Quarz und der Kieselsäure-Überschuß steckt vielleicht in der Basis, wenn nicht die Zusammensetzung, wie im Rainy Lake-Gebiet, randlich basischer ist. Die Gangmitten sind diabasisch-körnig, selten ausgesprochen ophitisch. Der Augit ist bräunlichviolett und umgibt sich, wo er mit den intersertalen granophyrischen Quarz-Feldspat-Zwickeln in Berührung tritt, gegen diese mit einem Saum dunkelbrauner Hornblende. Der Plagioklas wird gegen die granophyrischen Zwickel hin immer saurer und geht dann unmerklich in diese über. Der Apatit durchspickt gern die granophyrischen Aggregate. Lane nimmt an, daß nach der oft panidiomorphen Kristallisation der Hauptgesteinsmasse miarolitische Räume mit heißen wässerigen oder wasserhaltig-schmelzflüssigen Lösungen zurückblieben. Diese griffen den Augit an und bildeten die Hornblendemäntel desselben, wie sie auch um den Magnetit des Gesteins Biotitmäntel schufen. Bei der Abkühlung kristallisierte dann der Granophyr und selten Quarz in selbständigen Individuen.

Nach Th. Holland durchsetzen Quarzdiabase (er nennt sie Augitdiorite) in zahlreichen Gängen die Gneiße und Pyroxengranulite der Präsidentschaft Madras in Vorderindien. Sie stimmen in allen Eigenschaften mit den bisher besprochenen überein. Holland bemerkt, was auch an andern Orten vorkommt, daß der Labradorit, Augit, Biotit und andre Gemengteile oft zersetzt sind, wo sie sich mit den granophyrischen Quarz-Feldspat-Aggregaten berühren, frisch an allen andern Stellen und erklärt das durch die »mikromiarolitische Struktur des Granophyrs«, die den angreifenden Agentien die Wege öffnete. Er bemerkt ferner, was allgemein richtig ist, daß das allgemeine Gesteinskorn und das Korn der granophyrischen Quarz-Feldspat-Aggregate miteinander wachsen und abnehmen. Die Salbänder der Gänge sind auch hier dicht, teils pilotaxitisch, teils hyalopilitisch, wobei Augit und Labradorit, gemeinsam und gleichzeitig wachsend in glomeroporphyrischer Anordnung in der dichten Grundmasse liegen. — Aus der Gegend von Mafeking im Betschuanenlande, Südafrika, beschreibt Al. L. Du Toit Gangdiabase der Karroo-Formation mit granophyrischen Quarzfeldspat-Aggregaten. Dagegen dürfte ein quarzführender Diabas von Bushman's Hoek, Uitenhage Division, in der Kap-Kolonie, mit langnadelförmigen Pyroxenen nicht hierher gehören. Der Quarz füllt hier nach Du Toit die Interstitien zwischen den Feldspaten.

M. Belowsky beschreibt Quarzdiabase mit starker randlicher Verdichtung vom Karajak Nunatak in Westgrönland und nach E. v. Dry-

GALSSKI erscheinen diese Gesteine in saigeren Gängen sehr häufig im Gneiß des westlichen Grönlands.

Das einzige, mir aus der Literatur bekannt gewordene deutsche Vorkommen haben wir in dem, im oberen Devon intrusiven Diabasgestein aus dem ersten Bahneinschnitt bei Hartenrod. Auch hier finden sich die granophyrischen Quarz-Feldspat-Aggregate nur in dem grobkörnigen Zentrum der Gesteinsmasse. Sie fehlen den nach dem Salbande hin immer dichter werdenden Gesteinsformen und natürlich auch der äußersten schmalen vitrophyrischen Grenzzone unmittelbar am Salbande. In den feinerkörnigen randlichen Ausbildungsformen setzen schmale Gänge von Diabas mit sehr eigentümlicher Struktur auf. Man denkt unwillkürlich bei der Beschreibung an Quetschzonen im Diabas.*

Wenn man aufmerksam diesen so konstanten Gesteinstypus betrachtet, so ergibt sich zunächst sofort, daß er in keiner Weise ohne weiteres mit dem Quarzbasalt parallelisiert werden darf. Dort verdankt der Quarz seine Existenz der zufälligen Mischung zweier verschiedener Magmen und ist im strengsten Sinne ein Fremdling im Basalt. Hier liegt nicht der geringste Anhaltspunkt für eine ähnliche Deutung vor. Die Quarz-Feldspat-Aggregate in granophyrischem Gemenge sind unbezweifelt aus einem typisch basaltischen Magma bei sehr langsamer Kristallisation und also mehr oder weniger phaneromerem Gesteinskorn auskristallisiert. Es läge nahe, diesen Typus in Parallele mit der Anorthosit-Mangerit-Gruppe der Tiefengesteine zu stellen, aber das verbietet, soweit Analysen vorliegen, unbedingt der chemische Charakter. Wahrscheinlicher dürfte es sein, an eine Annäherung an keratophyrischen Charakter zu denken. Doch auch in dieser Richtung bieten sich sogleich Schwierigkeiten und man wird weiteres Material sammeln müssen, ehe eine Erklärung gegeben werden kann. Wenn man den Gangcharakter der Quarzdiabase scharf betonen will, dann dürfte die in der 3. Auflage dieses Buches hervorgehobene Analogie zwischen Melaphyr und Cuselit einerseits, Diabas und Quarzdiabas andrerseits wohl anzuerkennen sein und die Quarzdiabase wären zu den Ganggesteinen zu stellen. Dem widerspricht aber das Vorkommen als Decke bei Konga.

BARROIS beschreibt eine Quarzdiabasformation in Gängen und Lagern von mittelsilurischem Alter aus dem Menez Hom bei Brest und unterscheidet diabase andésitique mit Oligoklas, Orthoklas, Quarz, Mikropegmatit und Diabase labradorique ohne Orthoklas und nur ausnahmsweise mit granophyrischen Aggregaten. Die Epidioritbildung fehlt diesen Gesteinen ganz, sie ist in der Bretagne auf die cambrischen Diabase beschränkt.

T. A. JAGGAR beschreibt Einschlüsse von Quarzmassen im Gangdiabas von Boston, welche zu ähnlichen Kontaktbildungen geführt haben, wie sie DANNENBERG (T. M. P. M. 1894. XIV. 17) aus siebengebirgischem

* Was RETGERS von Quarzdiabasen aus dem Bezirk Martapoera in Borneo beschreibt, dürfte kaum hierher gehören. Der mehrfach betonte Gehalt des Quarzes an Aktinolithnadeln deutet auf sekundäre Bildung des Quarzes.

Trachydolerit schildert. Vom Diabas nach dem Quarz hin gelangt man zunächst zu einer schmalen Schale von Diabasfeldspat mit reihenartig geordneten Magnetiten, dann zu der bekannten Augitschale, an welche sich die Magnetite der ersten Schale gewissermaßen anheften; weiter nach dem Quarz hin folgt ein Gürtel von ziemlich äquidimensionalen Mikroklinindividuen und endlich eine Zone von granophyrischen Quarz-Feldspat-Aggregaten, deren Feldspat kaolinisiert ist. Damit verknüpft, zumal in der Nähe des Quarzeinschlusses, tritt reichlich Calcit und Chlorit auf, welch letzterer sich in die Sprünge des Quarzes eindrängt. Der Quarz selbst ist ein Aggregat von größeren Körnern. Das gleiche granophyrische Gemenge von Quarz und Feldspat bildet gelegentlich unregelmäßig leistenförmige oder trumähnliche Massen im Diabas selbst und geht in diesen über. JAGGAR nimmt an: »that the waters or vapours charged with the pegmatyte minerals forced their way through the pores of the old augite zone, which was not chemically affected by them«, und schließt seinen Aufsatz mit den Worten: »We thus conclude that granophyric intergrowth of quartz and felspar in a diabase is not necessarily evidence of the primary nature of these minerals«.

Nach ihrer eigenartigen Struktur hat man von den normalen Typen der Basalt-Melaphyr-Diabasgesteine die Diabasporphyrite, die Spilite, die Hyalobasalte und Hyalodiabase und die Variolite abgeschieden.

Die **Diabasporphyrite** sind durch den ausgezeichnet holokristallinen und deutlich phaneromeren Charakter ihrer Grundmasse im Gegensatz zu den übrigen Typen gekennzeichnet. Große Einsprenglinge eines basischen Kalknatronfeldpats, wohl meistens Labradorit, eines gut idiomorphen Pyroxens, der gelegentlich von Amphibol oder Biotit spärlich begleitet wird, liegen in einer bald panidiomorph-körnig, bald diabasisch-körnig struierten Grundmasse aus Feldspat und Augit. Auch die Eisenerze, wohl vorwiegend Ilmenit, erreichen bedeutende Dimensionen. Strukturell also verhält sich dieser Typus zum Diabas und Gabbro einerseits, zum eigentlichen Melaphyr (es kommen auch olivinhaltige Diabasporphyrite vor) andererseits ähnlich, wie der Granitporphyr zum Granit und Quarzporphyr. Bezeichnend genug tritt dieser Typus bei geologischer Selbständigkeit in Gangform auf, so z. B. im Gneiß des Erzgebirges bei Reichsdorf nach SAUER, bei Ekersund in Südnorwegen im Labradorfels nach HOUGLAND, im Silur bei Barnetjern am Fusse des Vettakollen bei Christiania nach KJERULF, in Sumatra nach VERBEEK u. a. O. — Hierher kann man nach ihrem Mineralbestande auch einen beträchtlichen Teil der »Gangmelaphyre« des Harzes zwischen Rübeland und Hasselfelde und aus dem Mühlental bei Elbingerode stellen, die sich durch typischen Diabasaugit von bräunlichroter Farbe charakterisieren. Ihre nahe Verwandtschaft mit echt porphyritischen Gesteinen gibt sich nicht nur durch das oben (S. 1086) erwähnte Vorkommen bronzithaltiger Glieder, sondern auch durch ihren höheren Gehalt an Kieselsäure kund, sowie durch öfteres akzessorisches Auftreten von

Biotit. Andere Repräsentanten dieser Gangformation zumal vom Klausberge bei Wernigerode sind als typische Augitporphyrite entwickelt, denen nicht selten die Augite erster Generation fehlen. Die überraschende Mannigfaltigkeit in der Struktur und im mineralogischen Charakter dieser geologisch einheitlichen Gangformation läßt einerseits auf sehr verschiedene Verfestigungsbedingungen während der Eruption, andererseits auf sehr verschiedenen intratellurischen Entwicklungszustand des injizierten Magmas und wohl auch auf Spaltungen in demselben schließen. — Dann aber ist der Diabasporphyrit eine sehr häufige Strukturfacies von eigentlichen Diabasen und von olivinfreien Melaphyren. Im letzteren Falle dürfte diese Facies als eine zentrale aufzufassen sein. Sie scheint mit Vorliebe in den ergußförmigen Melaphyren der gefalteten Gebirge vorzukommen (Vogesen, Alpen, Südportugal u. a.). Dann lassen sich auch in höherem oder geringerem Grade die bei Besprechung der Diabase hervorzuhebenden dynamometamorphen Veränderungen im Mineralbestande und in der Struktur wahrnehmen. Hierher könnten vielleicht manche der Uralitporphyre und Augitporphyre gehören, welche G. Rose in seiner Reise nach dem Ural beschreibt, und deren mehr oder weniger deutlich schiefrigen Charakter er mehrfach hervorhebt.

Breñosa beschreibt gangförmige Diabasporphyrite aus Granit und Gneiß der Gegend von S. Ildefonso; seine Darstellung läßt deutlich erkennen, daß das Korn der Grundmasse von der Mächtigkeit der Gänge, also von der Geschwindigkeit der Abkühlung abhängig ist. Ein Vorkommen (Pata de la Vaca) enthält auch primäre Hornblende. Der Plagioklas ist zu farblosem Glimmer umgewandelt. Die Anwesenheit mechanischer Deformationen geht deutlich aus der präzisen Beschreibung hervor.

Hill und Bonney (Q. J. G. S. 1878. XXXIV. 222) besprechen gangförmige Vorkommnisse aus dem Granit des Charnwood Forest von Mount Sorrel, Buddon Wood und Brazil Wood, welche der Beschreibung nach hierher gehören dürften.

Diabasporphyrite von typischer Ausbildung sind unter den basischen Eruptivmassen des Old Red und Carbon des nördlichen England und südlichen Schottland recht verbreitet, so z. B. mit hypokristalliner Grundmasse bei Penrith in Cumberland und Eycott Hill, mit allotriomorph-körniger Grundmasse (Langley Ford in den Cheviots, wohl ursprünglich etwas biotitführend), mit panidiomorph-körniger Grundmasse aus hellrötlichem Augit und Plagioklasleisten (Pentland Hills), mit diabasisch-körniger Grundmasse (Alston). — Herrliche Dynamometamorphosen zeigen einige von Clifton Ward beschriebene Vorkommnisse des Lake Distrikt. So ist ein Gestein vom Boughton Gill voll Neubildungen von Aktinolith, Prehnit und wahrscheinlich Albit; Granat enthält ein Vorkommen von Sippling Crag, welches den Ortleriten nahesteht, wie denn die Abtrennung der Diabasporphyrite von den Labradorporphyriten ohne Analyse nicht sicher ist. — Ebenso ge-

hört hierher der zuerst von Hull, dann von v. Lasaulx, später von Gardiner und Reynolds beschriebene Labradorporphyrit von der Insel Lambay, NO. von Dublin, welcher ein Intrusivlager in untersilurischen Schichten bildet, dessen Eruption in die Zeit des Old Red fällt.

Nach den Mitteilungen v. Dechen's sind die gewaltigen Diabaslager Westfalens, welche den sog. Flinzschichten, untere Abteilung des Cypridinenschiefers, die den Hauptzug des westfälischen Stringocephalenkalkes begleiten, eingeschaltet sind, durch die häufige Ausbildung von großen Feldspateinsprenglingen als Diabasporphyrite charakterisiert. Der Lagerzug dieser in früheren Zeiten Hyperit genannten Gesteine beginnt mit dem Wallenstein und Felsberg auf dem linken Ufer der Wenne bei Ober-Berge, begleitet sie bis zum Steinberge und setzt auf dem andern Ufer derselben von Antfeldt bis Altenbühren fort. Ein zweiter Zug beginnt bei Altenbühren und geht bis Giershagen. Zahlreiche vereinzelte Vorkommnisse liegen bei Gevelinghausen, Brilon und Bärenbeck. Die Einsprenglinge des Gesteins von Brilon bestimmte Angelbis durch Analyse als Labradorit, während Rammelsberg diejenigen von Gevelinghausen als Oligoklas erkannte. Andere Vorkommnisse des Ruhrgebietes beschrieben Mehner, Schenck und in neuerer Zeit H. Leclerq, der ihre häufige Verknüpfung mit Spiliten hervorhob. Schauf studierte verwandte Gesteine aus Nassau.

Auch die von C. v. John beschriebenen Diabasporphyrite aus den Werfener Schichten von Bosnien-Herzegowina sind wohl diesem Typus zuzuweisen. Von weiteren Repräsentanten dieses Typus seien die in den Sammlungen verbreiteten Diabasporphyrite sog. Labradorporphyrite des Ural und der porfido verde antico von Marathonisi am Golf von Kolokythia in Südmorea erwähnt. Die Grundmasse des letzteren ist voll allotriomorph-körniger, wohl aus einer Glasbasis hervorgegangener Aggregate. Chemisch steht das Gestein dem eigentlichen Labradorporphyrit nahe. — Verbeek beschreibt analoge Gesteine aus Sumatra. — In typischer Entwicklung treten Diabasporphyrite nach der schriftlichen und bildlichen Darstellung von Irving in den gewaltigen Eruptivmassen des copper bearing district am Lake Superior auf. Irving betont besonders die gelegentliche Mandelsteinbildung und die Verbindung mit spilitartigen Formen. Ein hierher gehöriges Vorkommen von Duluth war schon früher von Streng beschrieben (N. J. 1877. 41 sqq.) und Melaphyr-Porphyr genannt worden.

Sehr nahe verwandt mit diesen Diabasporphyriten, aber stets Kieselsäure-ärmer sind gewisse, oft geologisch mit ihnen nahe verknüpfte Gesteine, die bei gleicher Variabilität in der Grundmassestruktur und bei ähnlichem Verlauf normaler Verwitterung und dynamometamorpher Umwandlung unter den Einsprenglingen neben Plagioklas vielen, oft stark herrschenden Augit oder Uralit enthalten und daher in der Literatur dann die Namen Augitporphyr* oder Uralitporphyr

* Einen Augit-Biotit-Porphyrit mit nur 48,37 % SiO_2 beschreibt Hobson von Killerton in Devonshire; derselbe tritt zusammen mit Augitporphyrit vom Navittypus auf.

führen. Dahin gehören vielleicht die bereits oben erwähnten Vorkommnisse des Ural, die bekannten Gesteine von Upsala und ein Vorkommnis von Dolgelly in Nord-Wales. Die Einreihung gewisser uralischer »Uralitporphyre« an dieser Stelle gründet sich auf die Untersuchung eines Handstückes von den Bejutschew'schen Kupfergruben bei Katharinenburg, in welchem trotz massenhafter Neubildung von Aktinolith, Epidot und Albit die Struktur des Gesteins und der Einsprenglinge vollkommen erhalten ist.

Beschreibungen solcher Uralitporphyrit-Varietäten von Diabasporphyriten und von normalen Formen finden sich mehrfach in den petrographischen Arbeiten über die Diluvialgeschiebe Norddeutschlands.

Als **Spilit** sollen die einsprenglingsfreien oder doch sehr einsprenglingsarmen, durch ihre auffallende Neigung zur Mandelsteinstruktur ausgezeichneten, leicht verwitternden Melaphyre und Diabase bezeichnet werden, welche in der Literatur bald als dichte Diabase, Diabasmandelsteine, Kalkdiabase, Variolites du Drac, Blattersteine und Verwandtes bekannt sind. Es sind oft überaus schlackige Felsarten, deren Poren meistens mit Karbonaten (Calcit, Braunspat) und Mineralien der Chloritfamilie (Delessit, Chlorophaeit usw.), seltener mit Quarz und Chalcedon, Epidot und wohl nur unter gewissen Verhältnissen mit Strahlstein allein oder in mannigfacher Assoziation ausgefüllt sind. Ihr wesentlicher Strukturcharakter läßt sich dahin präzisieren, daß ihnen die intratellurischen Ausscheidungen mehr oder weniger vollständig fehlen. Trotzdem sind sie keineswegs glasreiche Gesteine, vielmehr ist ihr Gehalt an einer eigentlichen Basis gewöhnlich nur aus der Struktur, zumal aus dem Reichtum an runden oder gestreckten Poren zu erschließen, nur in günstigen Fällen und an frischen Gesteinen direkt nachzuweisen. Hervorzuheben ist noch, daß für die Bestimmung des Gesteinscharakters die Mandelsteinstruktur nicht bindend ist; Mandeln kommen in allen Ergußgesteinen vor und sie sind hie und da recht untergeordnet oder fehlen ganz in den Spiliten. Vielmehr liegt der Charakter dieser Gruppe ganz besonders in dem Zurücktreten der intratellurischen, in der Reichhaltigkeit der Ausscheidungen der Effusionsperiode. Der Name Spilit wurde von Alex. Brongniart 1827 für diese Gesteine eingeführt und für palaeovulkanische, mandelsteinartige Effusivformen der Grabbromagmen mit und ohne Olivin verwandt.

Die Spilite stehen in naher Beziehung zu Diabasporphyriten und treten an vielen Lokalitäten im rheinischen Schiefergebirge, in den Vogesen und im Fichtelgebirge zusammen mit solchen auf. Auch der Öjediabas Törnebohm's, welcher die 100 km lange und 70—80 m mächtige, mittlere Decke im cambrischen Sandstein von Dalekarlien bildet, hat diabasporphyritische und spilitische Ausbildungsformen. — Die Spilite haben ihre Hauptverbreitung als Decken und Lagergesteine in den palaeozoischen Schichtensystemen. Der hier gegebenen Beschreibung liegen Gesteine von Weilburg, Dillenburg, Sechshelden,

Diez, Balduinstein im rheinischen, vom Teufelsberg, Silberberg, Labyrinthenhof, Berneck und Weberschwang im fichtelgebirgischen Devon, besonders auch die schon von Delesse mustergültig untersuchten Vorkommnisse aus dem devonischen, vielleicht auch kulmischen Übergangsgebirge der Vogesen und der Haute-Saône (La Fresse, Faucogney, Saint-Bresson, Raon-l'Etape u. a. O.), sowie portugiesische und korsikanische Repräsentanten zugrunde. — Dieser Typus findet sich aber auch in weiter Verbreitung bei den schlackigen Basalten; nur fehlt hier meistens die Füllung der Mandeln mit Karbonaten und Chlorit.

Der Mineralbestand des frisch gedachten Gesteins ist sehr einfach: Kalknatronfeldspat, Diabasaugit, Eisenerze und etwas Apatit in meistens spärlicher, selten reichlicher und dann gern globulitisch gekörnelter Basis. Die Plagioklase bilden stets schmal leistenförmige Individuen, welche die deutlichsten Beweise sehr raschen Wachstums in häufiger terminaler Gabelung und Zerfaserung, in trichitischer Biegung und sphärolithischer Aggregation, sowie oft in reichlichen schlackig veränderten Glaseinschlüssen zeigen. Die sphärolithische Aggregation dieses Gemengteils ist eine sehr mannigfache, indem bald zwischen die divergierenden Feldspatleistchen Grundmassestreifchen, bald Augitkörner reihenartig eingeklemmt sind, gelegentlich wohl auch Plagioklas- und Augitnadeln in buntem Wechsel förmliche Pseudosphärolithe bilden. Andererseits begegnet man reinen Plagioklassphärolithen, bei denen an allen Fasern sich nach außen stets neue randliche Fasern ansetzen. Sehr schöne Beschreibungen dieser, der Variolitbildung der Diabase durchaus entsprechenden Strukturform verdanken wir E. Dathe aus Gesteinen des Oberdevons von Reinsdorf an der Straße von Plauen nach Ölsnitz; ebenso vom Weinberge bei Weischlitz, vom Höllental bei Steben im Fichtelgebirge, vom Galgenberge zwischen Ober- und Niederplanitz und aus den Kugeldiabasen vom Gallenberge bei Lobenstein. Dathe, welcher offenbar die von mir gegebene Erklärung der Diabasvariolite mißverstanden hat, liefert die besten Beweise für deren Richtigkeit. — Der Augit ist entweder in lang nadelförmigen, oft quergegliederten Kristallen ausgebildet und aggregiert sich dann ebenfalls zu divergentstrahligen bis echt sphärolithischen Gruppen oder er ist in eckig-körnigen Individuen und kurzen Säulchen zwischen die Feldspatleistchen eingeklemmt. Die sphärolithischen Aggregate beider Mineralien häufen sich oft um und setzen sich dann radial an die Mandelwände, oder aber die einzelnen, nicht aggregierten Individuen legen sich tangential um die Mandelwände herum. Wo die sphärolithische Aggregation fehlt, pflegt sehr deutliche Fluidalstruktur durch die Anordnung der Plagioklasleistchen bedingt zu sein. — Wo spärliche Plagioklas- und Augitkristalle erster, d. h. intratellurischer Generation vorhanden sind, haben diese Form und Eigenschaften, wie im gewöhnlichen Basalt.

Mechanische Phänomene lassen sich in diesen, meistens dem gefalteten Gebirge angehörigen Gesteinen oft wahrnehmen. Sie sind

durchzogen von schmalen Klüften, an denen (zumal an den Mandelrändern deutlich erkennbar) kleine Verwerfungen stattgefunden haben. Diese sind meistens mit Stengelcalcit senkrecht zur Kluftwand ausgekleidet; der die Mandeln erfüllende Calcit hat stark gebogene Spaltdurchgänge und Zwillingslamellen. Bei größerer Intensität dieser Phänomene sind die Mandeln nicht mit Calcit, sondern mit Epidot und Strahlstein mit oder ohne Calcit ausgefüllt; auch die Gesteinsmasse selbst ist, oft unter wunderbarer Erhaltung der Struktur, mit Epidot und Zoisit durchwoben, die Trümer und Spalten häufen sich zu dichtem Netzwerk und auf denselben, zumal da, wo sie sich kreuzen und erweitern, sind sie mit Quarz, Epidot und einem wasserhellen Plagioklas (? Albit) in adinolartigem Gefüge erfüllt. Die Vogesengesteine von Urbeis und Faucogney liefern gute Beispiele. — Die Glasbasis aller dieser Gesteine ist gern seladonitartig zersetzt.

Als »Deckdiabas« beschreibt Heineck typische, z. T. olivinführende Spilite des Mitteldevons aus dem Einschnitt östlich des Tunnels bei Hartenrod an der Bahn nach Übernthal bei Herborn. Diese Gesteine gehen interessanterweise in pikritporphyritähnliche Typen über, in denen sich Glasreste erhalten haben. In dem Bahneinschnitt westlich des genannten Tunnels treten spilitische Ausbildungsformen der durch Feldspat porphyrartigen dichten Diabase auf, die in vitrophyrische Typen mit lichtgrünlicher oder gelblicher Basis übergehen. In Verbindung mit diesen Gesteinen finden sich Schalsteine, die aus Diabastuff und Diabasbreccien verschiedener Art bestehen. — Mit den Angaben Heineck's stimmen die Mitteilungen von R. Brauns über die Wulstdiabase (pillowy lava) und über den hangenden Deckdiabas des Oberdevons der Gegend von Herborn überein. Besonders gut ist die äußerste Oberfläche bei der Schwerspatgrube unfern Burg erhalten, wo sie einzelne Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin führt. Weiter nach innen unter der Oberfläche stellen sich feinste dunkle Körnchen ein, die die Glasbasis durchstäuben und sich besonders um die feinsten Feldspatleistchen häufen, die weiter nach innen länger und breiter werden. In Calcit umgewandelter Olivin reichert sich unter der äußersten Glasrinde an, während Augit noch fehlt. Sobald der Augit erscheint und dann nach innen an Menge zunimmt, wird der Olivin immer spärlicher und verschwindet zuletzt. Die Ausscheidungsfolge ist darnach Olivin, Plagioklas, Magnetit und Augit. Unter der Schmelzrinde liegt auch die später zu besprechende Variolenzone. Im Innern der Ströme sind Glas, Olivin und Variolen verschwunden. Einschlüsse von Iberger Kalk und Cypridinenschiefer sind häufig. Ringsum Oberscheld liegt das Gebiet heftigster vulkanischer Tätigkeit. In lockeren Massen finden sich hier nuß- bis über kopfgroße Stücke (Bomben) mit derselben Glashaut wie der Deckdiabas eingebettet in ein Gemenge von Glasmasse und von Calcitkörnern. Der Schalstein dieses Gebietes ist ein bombenfreier, glasreicher Diabastuff. — Ebenso schildert Ernst Reusing die spilitischen Deckdiabase von Erdbach im Westerwalde, wo sie ebenso von Wulst-

diabasen (am südlichen Tunneleinschnitt bei Schönbach, am nördlichen Tunneleinschnitt von Grobach und zwischen diesen beiden Punkten) begleitet werden, die er Kugeldiabase nennt und sehr anschaulich beschreibt. Auch eine ansprechende Erklärung der Wulstdiabase (pillowy lava der englischen Literatur) gibt Reuning. Er sieht darin einen submarinen Ausbruch, wobei die Lava in Berührung mit dem Wasser zu kleineren und größeren Kugeln, Flatschen, Wülsten usw. zerspratzte, die rasch abkühlten (daher die Schrumpfungsrisse und die Glashaut um jeden einzelnen Wulst) und sich unter Einschluß von losgerissenen Schiefer- und Kalksteinbruchstücken des Liegenden zu Massen von 70 m Mächtigkeit zusammenhäuften. In andern Fällen sanken die Wülste in weiches Kalk- oder Tonsediment ein.

Spilite aus den Alaunschiefern der Gegend östlich und nordöstlich von Pilsen mit radialfasrigen Feldspatsphärolithen und Granosphäriten aus Augit untersuchte Slavik, der auch die Anreicherung dieser Gesteine mit Pyrit eingehend schildert.

Analoge Spilite beschreibt C. Schmidt als Gänge und Lager im Flysch des Eisentobels bei Iberg im Kanton Schwyz und des Griesbachtobels bei Château d'Oex (Waadt), sowie in 80 m mächtigen Lagergängen im Verrucano der Kärpfistockgruppe, hier olivinführend. C. Schmidt erwähnt Mandeln hieraus, die aus breiten dichtgedrängten Plagioklasstrahlen mit radialfasriger grüner Hornblende bestehen. Sollten das nicht Variolen sein. Vacuolen doch wohl kaum. Sie finden sich nur in den bräunlichviolett gefärbten Abarten. Zusammen mit diesen »Melaphyren« kommen dichte grünliche Abarten vor, welche schon Escher von der Linth Spilite genannt hat. Sie enthalten keine Mandeln und schließen sich, wie Schmidt angibt, dem Weiselbergittypus an. Vergl. oben bei Weiselbergit (S. 1096) die Mitteilungen von Milch, welcher an anderer Stelle Spilite und Spilitmandelsteine aus dem Kulm der Südseite der Karnischen Alpen beschreibt. V. Hansel erwähnt Spilite aus dem Devon des Zachengrabens u. a. O. in der Gegend von Graz, C. v. John aus Persien, Siepert aus dem argentinischen Staate La Rioja, z. T. auch olivinhaltig (Custiembres, Salta).

Den spilitischen Typus scheinen auch viele der als Diabas bezeichneten Gesteine aus dem nördlichen Odenwald an sich zu tragen. Dafür spricht die Häufigkeit der Mandelbildung, die Art der Variolitstruktur und der Struktur überhaupt, wie sie Chelius (Blatt Darmstadt) schildert.

Typische Spilite mit variolitischer Entwicklung beschreibt Cowper Reed aus Pembrokeshire. Von einem dieser Gesteine werden granophyrische Quarz-Feldspat-Aggregate zwischen den Feldspatleisten und rhombischen Pyroxenen angegeben. Nach der mitgeteilten Analyse müßte dieses Vorkommen (von Garn Fechan bei Pwll Deri) ein sehr merkwürdiges Glied der keratophyrischen Ergußgesteine sein, bei denen Spilitstruktur (S. 943) keineswegs selten ist. Also hier dieselbe Beziehung, wie sie bei den Quarzdiabasen hervorgehoben wurde.

J. J. H. Teall bespricht einen Spilit von Mullion Island an der cornwallisischen Küste, der zusammen mit radiolarienführendem Kieselschiefer auftritt. Das Gestein hat eine eigentümliche kuglige Absonderung, welche ihn an Pahoehoe-Laven erinnert und durchaus mit der der Wulstdiabase übereinstimmt. Es ist ganz die gleiche Absonderung, welche Leslie Ransome von dem Basalt von Point Bonita (S. 1218) in Kalifornien beschreibt, der ebenfalls mit Kieselschiefer (Jasper) verbunden ist. Teall macht in einer Mitteilung (On greenstones associated with radiolarian chert. Trans. Roy. geol. Soc. of Cornwall. 1894) auf diese eigentümliche Coincidenz einer bestimmten Erscheinungsform einer alten Lava mit der Anwesenheit von Radiolarienschiefer aufmerksam und erinnert daran, daß auch schon Rothpletz (Z. D. G. G. 1880. XXXII. 447 und Erläuterungen zu Sektion Frankenberg-Hainichen der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1881. S. 16) das Zusammenauftreten von Kieselschiefer mit dichtem Diabas von eigentümlicher kugliger Absonderung vom Leithberge bei Bockendorf beschreibt. Rothpletz sagt: »Bei Bockendorf am Leithberge macht sich eine ellipsoidische Absonderung geltend, indem der feinblasige, dichte Diabas in rundliche, aber stets stark gestreckte oder abgeplattete linsenförmige Partien abgesondert ist, deren längerer Durchmesser bis 1 m, deren kürzerer bis 0,3 m erreicht.« Gewiß ein sonderbares Zusammentreffen. Auch Teall meint, man könne aus dieser Absonderung wohl auf submarinen Erguß schließen.

Nach Lloyd Morgan und Reynolds haben die mit Tholeiiten verknüpften und von Lapilli-Tuffen begleiteten, spilitischen Ergüsse im Carboniferous Limestone des Bristol District im nördlichen Somerset ebenfalls den Charakter der pillowy lavas. Auch Boulton beschreibt das Vorkommen von Spring Cove als pillowy und z. T. als eine Art Agglomerat von großen Lavablöcken und Kalksteinblöcken, deren Zwischenräume ebenfalls mit Kalksteinmaterial erfüllt sind, von dem es sich nicht sicher feststellen läßt, ob es aus dem Liegenden abgerissen oder von oben her eingedrungen sei.

Auch Sir Archibald Geikie (Annual Report of the Geological Survey of the United Kingdom and of the Museum of practical geology for the year ending December 31. 1896. London 1897, p. 37) und Peach, Horne und Teall beschreiben spilitische Ergüsse mit kissenartiger Absonderung und begleitet von Radiolarienschiefer aus den silurischen Schichten von Südschottland. Sie treten auch hier in Gesellschaft von Diabasporphyriten auf. In dem Gebiete von Bakantrae und Sanquhar werden sie von Tuffen begleitet, die aus größeren Augiten und Hornblenden, Kristallen und Bruchstücken von Plagioklas, Lapilli von Spilit und Diabasporphyrit, sowie Fragmenten andesitischer Natur mit Einsprenglingen von Augit und Hornblende bestehen. Dieser Schalsteintypus kehrt in ganz gleicher Form bei Rhobell Fawr in Nord-Wales wieder. — Edw. Greenby beschreibt und deutet die roten Jaspis und Jaspisschiefer der Insel Anglesey, welche zwischen den Wollsackkörpern

des Spilits und in den begleitenden Kalksteinen vorkommen, als Radiolarienschiefer, obschon keine Spur von Organismen mehr darin zu erkennen ist. — Clements und Smyth beschreiben die gleiche Verbindung der wollsackförmigen Absonderung mit peripherisch geordneten Mandeln aus Spiliten des Eisenerz-Distrikts der Crystal Falls in Michigan.

Auch bei den von Verbeek als cretacisch erkannten, bisweilen Quarzeinschlüsse führenden und bronzithaltigen Melaphyren von Leitimor und Hitu, Insel Ambon, ist der Spilittypus ausgebildet und wird besonders vom Kap Nusaniwi, Leitimor, und vom Kap Tapi, Hitu, eingehend beschrieben. An der ersten Lokalität besteht der Spilit, dessen Mandelräume mit Chalcedon und Calcit erfüllt sind, aus einer unteren Lage, die von unregelmäßigen Sphäroiden von Kopfgröße bis zu 1 m Durchmesser gebildet wird, die obere aus dicken Platten. Die Sphäroide der unteren Lage werden von radialen, mit Calcit gefüllten, Spalten durchzogen und haben eine dunkle, schwärzliche, harzig glänzende Kruste, die in der oberen Lage an den Platten vorkommt. Um den inneren mattgrauen Kern der Sphäroide legen sich zunächst eine oder mehrere, 1 bis 1,5 cm dicke Schalen und dann die 3 bis 5 mm dicke Glaskruste. Diese geht nach außen durch Wasseraufnahme in eine matte, hellgelbe Substanz mit über 19% Wasser über, während die frische Glaskruste nur 1 bis 4% Wasser enthält. Auch zwischen den Sphäroiden findet sich das Gesteinsglas und sein Umwandlungsprodukt. Das Gestein der oberen, plattigen Lage ist dasselbe wie das der pillowy Unterlage, aber ohne deren sphäroidischen Zerfall. Das Glas und sein gelbes Umwandlungsprodukt werden mit Tachylyt und Palagonit verglichen. Das sehr unfrische Gestein der Sphäroide baut sich bei typisch spilitischer Struktur aus basischem Plagioklas, Pseudomorphosen nach Augit und Olivin und braunem Glase auf. In der Glaskruste sind Olivin und Feldspat frisch, aber sie enthält keinen Augit. Die Glasbasis in der unteren sphäroidischen Lage ist mehr oder weniger kristallitisch, die der oberen plattigen Lage mehr mikrolithisch entglast. Es herrscht danach eine volle Übereinstimmung aller Erscheinungen in den altpaläozoischen und diesen cretacischen Spiliten.

Hyalobasalte und Hyalodiabase. Aus den hypokristallin-porphyrischen Basalten entwickeln sich durch Abnahme der mikrolithischen Bildungen der Effusionsperiode glasreiche Arten, welche als vitrophyrische Basalte zusammengefaßt werden können. Vorzügliche Repräsentanten solcher finden sich am Dolmesberg bei Mainzer Eichen unfern Darmstadt, Schiffenberg bei Gießen usf., und es beschreiben sie z. B. Bücking vom Schwarzhaupt und von der Straße zwischen Hutten und Veitsteinbach in der Rhön, Chelius von der Kühruh am Spisseroth, von der Katzenschneise und vom Steinbuckel im Gebrannten Schlag bei Traisa unfern Darmstadt (soweit diese Gesteine nicht etwa zu den Trachydoleriten gehören), Budai aus der Hargitta, Boule von Laval und der Cascade de Vals im Velay, Lacroix aus der Gegend von Borjom in Armenien, Renard von der Insel Marion, von Tristan da Cunha, von

Kerguelen, STELZNER vom Infernillo-Paß in der Provinz Tucuman, Argentinien, und ganz besonders COHEN und E. DANA von Hawaii und andern Inseln des Großen Ozeans. — Als vitrophyrischer Basalt ist nach RINNE auch die Unterfläche eines Basaltstromes von Böddiger bei Wabern und besonders bei Frielendorf ausgebildet.

STONIER beschreibt einen Tachylyt von Bulladelah, Neu-Südwales mit spez. Gew. 3.16—3.17 und schließt daraus, daß es die glasige Form eines ultrabasischen Gesteins sei. Auch für diese ist das spezifische Gewicht ungewöhnlich hoch.

Eine scharfe Grenze zwischen diesen vitrophyrischen Basalten und den von Ausscheidungen der intratellurischen und Effusionsperiode fast freien Basaltgläsern, oder Hyalobasalten, welche teils als wenige Zoll mächtige Salbänder von Gängen, als Schlackenkrusten von Basaltströmen oder als unbedeutende Basaltlavamassen in kompaktem Zustande, bezw. in bomben- und kugelartigen losen Massen auftreten, welche z. T. in Tuffen eingebettet sind, ist nicht zu ziehen. Bekanntlich wurden diese Hyalobasalte früher für homogene Mineralkörper gehalten und in den Lehrbüchern der Mineralogie als Tachylyte, Hyalomelane, schlackige Augite u. dergl. m. aufgeführt. Diese Gesteinsmassen stehen zu den Basalten genau in demselben Verhältnis, wie die Pechsteine, Perlite, Obsidiane und Bimssteine zu den saureren Effusivgesteinen, und ihr weit spärlicheres Vorkommen im Vergleich zu jenen erklärt sich wohl durch die leichtere Kristallisierbarkeit und die zufolge der niederen Schmelztemperatur längere Abkühlungsperiode der basischen Eruptivmagmen. Zu den altbekannten deutschen Basaltgläsern von Bobenhausen und Gethürms bei Angerod im Vogelsberg, Sababurg* in Hessen, Säsebühl bei Dransfeld und dem sog. blauen Pechstein von Marostica im Vicentinischen gesellen sich nun die von JUDD und COLE beschriebenen Vorkommnisse der westschottischen Inseln, Beal bei Portree auf Skye, Lamlash auf Arran, Sorne Point und Gribun

---

* Nach RINNE lägen hier z. T. nur geschmolzene Einschlüsse oder Erstarrungsmodifikationen um Einschlüsse vor. Dafür sprechen auch die Angaben O. v. LINSTOW's, der Cordierit und Spinell, sowie auch rhombischen Pyroxen darin beobachtete. — P. TERMIER beschreibt merkwürdige Tachylytsplitter vom Boden des Atlantischen Ozeans aus 3100 m Tiefe unter 47° 0′ nördl. Breite und 29° 40′ westl. Länge, also auf einer Linie Azoren-Island etwa 500 Seemeilen von den Azoren. Der Meeresboden ist hier sehr unregelmäßig, mit hohen Gipfeln, prallen Gehängen und tiefen Tälern. Die bei einer Kabellegung von den Zähnen des Grappin mit heraufgebrachten Splitterchen bestehen aus isotropem hellbraunem Glase mit vereinzelten, kaum 0,1 mm langen Olivinen und schwarzen Trichiten, die teils am Olivin, teils an schwarzen Kügelchen (? Sphärolithen) sitzen, teils frei im Glase liegen, ganz wie in allen Tachylyten. Um die Olivine und Trichitenhäufchen ist das Glas dunkler und bildet eine Art doppelbrechenden Hof mit $\gamma - \alpha = 0{,}015$ etwa und $2V = 90°$. Diese doppelbrechenden Flecken schneiden scharf gegen das Glas ab und haben im Maximum 0,2 mm Durchmesser. Sie löschen etwas schief zur Längsrichtung aus und ihr Pleochroismus führt TERMIER und MICHEL-LÉVY zu der Vermutung, daß sie cristaux naissants von eisenreicher Hornblende seien. Man könnte auch vielleicht an Rhönit denken.

auf Mull und Screpidale auf der Insel Raasay. — Eine sehr eingehende Beschreibung der Feldspatsphärolithe und augitischen Wachstumsformen in zwei Gängen andesitischen Hyalobasaltes der Halbinsel Ardmuchnigh, 5 miles N von Oban zwischen dem Loch Etive und Loch Creran liefert E. B. Bailey. Der eine dieser Gänge mit nur einem Fuß Mächtigkeit setzt in einem mächtigen Gange von normalem Basalt parallel dessen Streichrichtung auf und keilt in demselben aus. — Hierher gehörige Vorkommnisse beschreiben ferner Vélain von La Réunion (Plaine des Sables, Piton Bory) und St. Paul, Behrens als Einschlüsse in einem Konglomerat zwischen den Vorgebirgen Karang Kapitoe und Tjitiran auf Java, Wichmann von der Insel Futuna gangförmig im Korallenkalk, und in bis haselnußgroßen Fragmenten in einer Breccie, Hyland vom Kilimandscharo, Quiroga von Santo Pau en Olot (Gerona). — Soweit wir chemische Kenntnis von der Natur dieser Basaltgläser besitzen, zeigen dieselben ähnlich wie die sauren Gläser einen wechselnden Wassergehalt; doch scheinen die wasserfreien und wasserarmen Gläser (Obsidian- und Bimssteingläser, wenn man will) zu herrschen; jedenfalls sind bisher keine Vorkommnisse bekannt, welche einen den sauren Pechsteingläsern entsprechenden Wassergehalt aufwiesen. Die bimssteinartig-schaumige und obsidianartig dichte Textur sind verbreitet, die perlitische Absonderung nicht gerade häufig (Marostica, westschottische Inseln nach Judd und Cole, im Tachylyt von Slievenalargy im nördlichen Irland nach Rutley). — In der Mineralausbildung dieser vitrophyrischen Basalte und Hyalobasalte ist besonders die Neigung der Gemengteile zu skelettartiger Entwicklung und zu Wachstumsformen, sowie zur Aufnahme von einzelnen unverhältnismäßig großen Glaseinschlüssen charakteristisch. Diese Züge kehren ganz gleichmäßig an den Eisenerzen, dem Olivin, dem Augit und dem Feldspat wieder. Der Feldspat tritt dabei in zweierlei Formen auf, entweder in sehr kleinen rhombischen oder anscheinend hexagonalen Tafeln nach M oder in fadendünnen Säulchen nach der Achse a, welche dann fast stets trichitisch gekrümmt, auch oft sphärolithisch aggregiert sind. Diese mikrolithischen Gebilde und Wachstumsformen setzen sich nicht selten an die größeren, älteren Einsprenglinge an, sobald sie eine vorherrschende Längsrichtung haben, während bei den tafelförmigen Feldspat- und Olivinmikrolithen diese Neigung nie beobachtet wurde. Außerordentlich verbreitet sind bald tiefbraun durchsichtige, bald ganz opake, gestrickte Wachstumsformen, welche eine sichere Deutung noch nicht zulassen. Dieselben erfüllen zumal die Basaltgläser oft fast vollständig. Fast immer ist um diese eigentümlichen Gebilde das Basaltglas gebleicht oder doch auffallend heller gefärbt, seltener werden sie von einem dunkleren Glashofe umgeben. Die eine wie die andere Erscheinung ist wohl dadurch bedingt, daß die vollständige Erstarrung im ersten Falle eintrat, nachdem aus unmittelbarer Nähe die kristallisierbaren Moleküle an das kristallitische Gebilde angeschossen waren, im zweiten trat die Erstarrung vorher ein und so hatten sich in der Umgebung die kristallisierbaren

Moleküle gehäuft, und das Glas tiefer gefärbt. — Auch die sphärolithischen Gebilde, welche für die sauren Gläser in so hohem Grade charakteristisch sind, fehlen den Basaltgläsern nicht. So beschreiben Cohen in der zitierten Arbeit über Basaltgläser und Dana* fast ganz sphärolithisch struierte Gesteine; und auch von der Sababurg, von Gethürms bei Angerod und Bobenhausen liegen solche vor. — Cole beschreibt ein Intrusivlager von olivinarmem bis olivinfreiem Basalt von Ardtun auf der Insel Mull, welches Tachylytkrusten im Liegenden und Hangenden besitzt. Dieser Tachylyt is found to repeat in the basic series the transition from glassy to completely spherulitic forms, which are so familiar among acid lavas. Die Sphärolithe bestehen aus mehr grauen und mehr braunen Fasersektoren; die letzteren absorbieren am stärksten den parallel der Faserachse, die ersten den dazu senkrecht schwingenden Strahl. Die Gleichwertigkeit der sphärolithischen Tachylyte und der Variolite hebt schon Cole sehr richtig hervor. — Auch Wenjukoff beschreibt normalen Tachylyt vom See Kyry-Nor in der Mongolei und sphärolithischen von der Gebirgskette Sichota-Alin im Ussurigebiet. Die Fasern dieser sphärolithischen Gebilde, von deren chemischer Natur wir keinerlei Kenntnis haben, ordnen sich bald sehr regelmäßig um einen Punkt, bald gruppieren sie sich mehr axiolithisch oder in ganz unregelmäßiger Weise. Im ersten Falle erhält man bei hinreichender Dünne der Präparate oft sehr korrekte Interferenzkreuze von positivem Charakter zwischen gekreuzten Nicols und in allen Fällen, wo eine Bestimmung des optischen Charakters der Fasern möglich war, entsprach die Längsachse derselben der kleinsten Elastizität. Ob die tiefe, braune Farbe dieser Sphärolithe der Substanz derselben eigen ist, scheint mir sehr zweifelhaft. Ich möchte vielmehr glauben, daß dieselbe nur der Durchtränkung dieser Sphärokristalle mit Glasmasse zuzuschreiben ist. Diese Glasmasse muß natürlich um so tiefer gefärbt sein, je pigmentärmer die Sphärolithsubstanz ist. Für diese Annahme spricht auch der Umstand, daß das sphärolithenfreie Glas heller gefärbt ist und leichter durchsichtig wird, als die Sphärolithe.

Die verschiedenen randlichen Entwicklungsphasen in der Struktur von Diabasen und Melaphyren, wie sie oben nach Brauns mitgeteilt wurden, waren in ähnlicher Form bereits lange vorher bekannt und beschrieben. Hierher gehören die glasigen Salbänder, welche schon Hawes an den triadischen Diabasen des Connecticut-Tales untersucht hat. Allenthalben ist für dieselben charakteristisch die tiefgelbe bis braune Farbe des Glases, die oft in Skeletten und Wachstumsformen ausgebildeten, spärlichen kristallinen Ausscheidungen von Plagioklas, Olivin und Augit allein oder in wechselnder Kombination miteinander. Die Plagioklase enthalten sehr oft einen äußerst einschlußreichen (Glas und

* Interessant ist die Beobachtung von E. Dana, wonach in den Lavastalaktiten des Maunaloa im Querschnitt zunächst auf die äußere Glashaut eine an Magnetit und Augit reiche Zone folgt, während die Feldspatbildung erst im Zentrum beginnt, wo dann die Leistchen oft parallel der Achse der Stalaktiten liegen.

Schlacken) Kern, so daß sie in Längs- und Querschnitten an Chiastolithe gemahnen. An diese Ausscheidungen setzen sich gern Büschel und Sphärolithe von tiefbrauner Farbe, welche stets von einem entfärbten Wachstumshofe umgeben sind und die auch selbständig in dem Glase zerstreut sind. — Törnebohm beschrieb solche Gesteine als Gangsalbänder und in schmaleren eigenen Gängen und Trümern aus dem Kalk von Samuel Anders-Grube, Kirchspiel Grangärde, und von Kallbacken im Kirchspiel Floda in Dalekarlien, aus dem Granit von Carlberg bei Stockholm und aus dem Diabas von Torsåker Kyrka in Södermanland unter dem Namen glasige Trappe. — Ebenso gehören hierher die als Sordawalit (Salband eines Diabasgangs) und Wihtisit (2—3 Zoll breiter Gang im Granit) in den Lehrbüchern der Mineralogie aufgeführten finnischen Vorkommnisse. Vom Sordawalit hat Loewinson-Lessing eine ausführliche Schilderung gegeben, wonach die mannigfachen Ausbildungen sehr genau mit denen der Schlackenkruste des Diabas von Homertshausen übereinstimmen. — Wahrscheinlich haben auch von Wadsworth (Proc. Boston Soc. nat. hist. 20. Febr. 1878. 315) beschriebene Gänge im Riebeckitgranitit von Rockport hier ihren Platz: vielleicht auch Niedzwiedzki's »Melaphyr« aus der Gegend von Zoronino im westlichen Balkan. — H. v. Foullon schildert solche vitrophyrische Formen mit nahezu farblosem Augit und bräunlichen, radialfasrigen Sphärolithen von Casa Creme bei Recoaro und von Gleschebe oberhalb Casa Creme aus Wengener Schichten. — Groom und Harker beschreiben sie aus dem Gabbro des Carrock-Fell.

Alle diese Gebilde verhalten sich zum Diabas, bezw. zum Melaphyr genau so, wie der Tachylyt zum Basalt. Es sind Hyalodiabase und Hyalomelaphyre; sie zeigen bei gleicher Struktur und Zusammensetzung mit den Basaltgläsern auch deren geologische Beziehungen zu den höher kristallinen Entwicklungsformen der gabbroiden Magmen. Sie liefern ein Glied mehr in der Beweiskette dafür, daß Diabase, Melaphyre und Basalte nur altersverschieden sind und nicht dem Wesen nach voneinander abweichende Gesteinsreihen darstellen.

Variolite. Die Beziehung der Variolite zu den glasigen Ausbildungsformen der Diabase geht aus den Beobachtungen von Brauns und andern deutlich hervor und war aus deren Beschaffenheit und mikroskopischem Studium schon vorher von mir und andern Petrographen erkannt und schon in der 1. Auflage (1877) dieses Buches im Gegensatz zu Zirkel, der ihre Zusammensetzung nicht richtig verstanden und ihr Wesen irrig gedeutet hatte, dargelegt. Noch bis zum Erscheinen der zweiten Auflage dieses Buches waren im wesentlichen nur die mannigfach veränderten Variolite des Fichtelgebirges, des Frankenwaldes und sächsischen Voigtlandes, der savoyischen Alpen und der Riviera und die frischen und unveränderten aus dem Gouvernement Olonez bekannt. Nach den älteren Darstellungen von Lory und andern französischen Geologen mußte man die Variolite der savoyischen Alpen für eine endomorphe Kontaktfacies von »körnigen Diabasen« (Euphotides) halten und

dieser Annahme widersprechen auch die Untersuchungen Gümbel's im Fichtelgebirge nicht. Trotzdem heißt es schon in der 2. Aufl. dieses Buches S. 227: »Diese auch bei effusiven Diabas- und Augitporphyriten vorkommenden Randbildungen,« womit also anerkannt wird, daß die Variolitbildung nicht allein im strengsten Sinne eine Kontakterscheinung sei, solange man nicht auch die Berührung mit der Atmosphäre als Kontakt bezeichnen will. Wenn dann (l. c.) vor einer Verwechslung der Variolites de la Durance und der Variolites du Drac (Diabasmandelstein, Kalkdiabas, Blatterstein, Spilit) gewarnt und fortgefahren wird: »Da nun variolitische und mandelsteinartige Ausbildung bei echten Diabasen Kontaktphänomene sind und also gelegentlich zusammen auftreten, so hat man beide wohl miteinander verwechselt oder in genetische Beziehung zueinander gesetzt, wozu kein Anlaß irgend welcher Art vorliegt,« so muß man heute einen solchen Zusammenhang doch in gewissem Sinne zugeben und ferner anerkennen, daß nach den Untersuchungen von Cole und Gregory am Mont Génèvre und von Gregory allein im Fichtelgebirge diese beiden Hauptfundorte von Varioliten nicht durchweg die Kontaktfacies von körnigen Diabasen zeigen. — Am häufigsten findet sich die Variolitbildung bei den vitrophyrischen und spilitischen Gesteinsformen.

In der Umgebung des Dörfchens Mont-Génèvre um den Col du Chenaillet, Col de Gimont und Mont La Plane zwischen Briançon und Césannes steht die Diabasformation an, aus welcher sowohl die Geschiebe der Durance, wie diejenigen der Dora stammen. Das Liegende bildet ein mehrfach in Augengabbro und Gabbroschiefer übergehender Saussuritgabbro nach Cole und Gregory, der aber nichts mit dem Variolit zu tun hat. In diesem Gabbro setzen schmale $6^1/_2$ Zoll bis 4 Fuß mächtige Diabasgänge auf, welche nach den Salbändern hin spilitisch werden und schmale glasige Krusten besitzen. Variolitbildungen sind sehr selten in diesen Gängen, die sich nicht in die über dem Gabbro liegende Variolitdiabasformation hinein verfolgen lassen. Doch wird auch diese von Gängen, dichten Diabasen, Diabasporphyriten und tholeiitischen Diabasen (Dolérites) durchsetzt, an denen sich gelegentlich variolitische Salbänder zeigen. Die von diesen Gängen durchsetzte Diabasmasse, graugrün und dicht, zeigt die bei den Spiliten beschriebene kuglige bis wollsackähnliche (pillowy) Absonderung und trägt die variolitischen Randbildungen an allen Absonderungsflächen. Die Autoren sagen: »the spherulitic selvage is found on every conspicuous surface of division throughout the rock and ofter seems to have been infolded when still viscid by the pressure of adjacent masses.« — Mit diesem Diabas ist ein »Variolittuff« verbunden, der nach der Beschreibung der Autoren und auch nach Piolti's Darstellung zu den Agglomeratlaven gehören dürfte.

Im Fichtelgebirge fand Gregory bei Berneck den Variolit ebenfalls z. T. an der Oberfläche von kugligen Massen, welche denen vom Mont Génèvre ähnlich sind und als echte Randbildung. Doch kommt sie nur

selten als unmittelbare Salbandbildung, sondern erst in kurzer Entfernung vom glasigen Salband vor, wie dies ja auch Brauns von Homertshausen angibt. — Ebenso hatte schon Dalmer beobachtet, daß die Variolite vom Schönfels, vom Galgenberge und Kreuzberge bei Planitz und einigen andern in der Nähe liegenden Punkten auf die Randzone des Diabas beschränkt seien, wenn auch bei Schönfels noch 50 m von dem Kontakt entfernt zahlreiche und deutliche Variolen vorkommen und das kleine Vorkommen vom Galgenberge durchweg variolitisch ausgebildet ist. Auch hier hat man die Variolitbildung in dichtem Diabasmandelstein, d. h. Spilit mit auffallend kugliger Absonderung, die kein Verwitterungsphänomen sein kann, da die Mandeln parallel der Kugeloberfläche in konzentrischen Kreisen liegen. — Auch Dathe macht auf dieses eigentümliche Verhältnis bei den Diabasmandelsteinen Ostthüringens aufmerksam und auch Ransome beschreibt Variolitstruktur in Verbindung mit dieser eigentümlichen kugligen Absonderung von Point Bonita am Golden Gate aus Diabas, der in Verbindung mit Basalt steht, aber älter ist als dieser, vergl. oben S. 1218 und 1275. Diabas und Basalt bezeichnen hier Strukturbegriffe und Erhaltungszustände, nicht Altersunterschiede. Die Gesteine stehen in Verbindung mit dem Francisco-Sandstein, den man für cretacisch hält, dessen Alter aber nicht sicher feststeht.

Nach allen diesen übereinstimmenden Angaben dürfte eine bestimmte Beziehung zwischen dieser Form der kugligen (pillowy der englischen Geologen) Absonderung und der Variolitbildung nicht einfach von der Hand zu weisen zu sein.

Der eigentümliche Zustand, in welchem die Variolite der savoyischen Alpen, des Fichtelgebirges und anderer stark gefalteter Gebiete vorliegen, möge die folgende Beschreibung rechtfertigen. — Belegt man die bekannten, stets heller als die Gesteinsmasse gefärbten, porzellan jaspisähnlichen, warzenartig über die Verwitterungsflächen des Gesteins hervorragenden, sehr oft von schmalsten hellen Trümchen durchzogenen, durchschnittlich nicht über erbsengroß werdenden, oft bis zur Nadelstichgröße herabsinkenden Knöllchen, denen die Variolite ihre Bezeichnung verdanken, mit dem Namen Variolen, so kann man den Gesteinsrest, der stets dicht aussieht und keine primäre Mineralbildung mit dem bloßen Auge wahrnehmen läßt, als Grundmasse unterscheiden. Die relative Menge von Variolen und Grundmasse ist eine in weitesten Grenzen schwankende, die Anordnung der Variolen in der Grundmasse ist bald eine regellose, bald verschmelzen zwei oder mehr Variolen seitlich zu einer größeren, oder sehr viele Variolen drängen sich gewissermaßen zu Variolenaggregaten, bei denen zwischen den einzelnen Variolen, solange sie rund sind, kleine Mengen von Grundmasse eingekeilt bleiben oder aber durch gegenseitige Abplattung der Variolen alle Grundmasse ausgeschlossen wird. Auch findet man nicht selten eine reihenartige Anordnung der Variolen. Der Unterschied von Variole und Grundmasse ist in den meisten Vorkommnissen ein überaus scharfer

und in die Augen fallender, in andern verfließen Variole und Grundmasse bis zur Unterscheidbarkeit ineinander (Jalguba). In den meisten Varioliten finden sich Mandelräume (Vacuolen) von meistens sehr mikroskopischen Dimensionen, welche dann mit Zersetzungsprodukten des Gesteins (Chlorit, Epidot, Quarz, Aktinolith, Calcit, nach Michel-Lévy auch Eisenglanz und Tridymit) erfüllt sind. Diese Vacuolen liegen sowohl in der Grundmasse, wie in den Variolen, in den letzteren gern annähernd im Mittelpunkt, doch auch häufig randlich oder zu mehreren in ein und derselben Variole. Eine Beziehung der Struktur der Variole zu der Vacuole ist im allgemeinen nicht erkennbar. Es wurde nie beobachtet, daß eine Vacuole in einer Variole ohne radiale Struktur gelegen hätte; ob dies indessen Zufall oder Regel sei, darüber läßt sich bei der doch geringen Zahl der untersuchten Vorkommnisse nicht entscheiden. Die meistens schon mit dem Auge oder der Lupe erkennbaren schmalen hellen Trümchen der Variolite durchziehen gleichfalls Variole und Grundmasse. Dieselben scheinen ein Schrumpfungsphänomen und erst nach vollzogener Bildung der Variolen entstanden zu sein; auf diesen Trümchen, deren Anzahl sich mikroskopisch oft nicht unbedeutend vermehrt, finden sich dieselben Mineralien, wie in den Vacuolen; doch gesellt sich zu denselben Feldspat, den ich in den Vacuolen nie beobachtete. Da Vacuolen und Trümer keineswegs sich in allen, am schönsten in den savoyischen Varioliten finden, so gehören sie nicht zum Wesen der Variolitbildung und bedürfen nicht einer ferneren Berücksichtigung in der folgenden Beschreibung. Ebenso sei gleich hier vorausgeschickt, daß in allen Varioliten Calcit bald in feiner Verteilung, bald in größeren Körnern gefunden wurde, und zwar in der Grundmasse und in den Variolen; ich halte denselben für sekundär und werde seiner nicht mehr erwähnen.

Die Grundmasse der Variolite zeigt gegenüber den Variolen die einfacheren und weniger wechselreichen Verhältnisse. Ihre Farbe ist fast stets grün in verschiedenen Nüancen, die in blau, gelblich und braun gelegentlich hinüber spielen. Bei schwachen Vergrößerungen im gewöhnlichen Lichte ist sie anscheinend der Hauptmasse nach homogen. Zwischen gekreuzten Nicols trägt sie trotz oft sehr geringer Polarisationserscheinungen im allgemeinen nicht den Charakter eines Gesteinsglases, außer in Vorkommnissen von der Bucht Jalguba am Onega-See im Gouv. Olonez, in welchen sie bräunlich gefärbt ist und ein echtes, allerdings stark globulitisch getrübtes Gesteinsglas darstellt. Doch kommen auch an dieser Lokalität grüne Farben vor und dann ist die Grundmasse doppelbrechend in unregelmäßig begrenzten Flecken. Wo solche Grundmassen den geringsten Grad von Doppelbrechung zeigen (in manchen fichtelgebirgischen Vorkommnissen), hat man den Eindruck, als läge eine an und für sich isotrope, nur sehr dicht mit schwach doppelbrechenden schuppigen Massen (Chlorit) durchspickte Substanz vor, ein Gesteinsglas, in welchem sich sekundär (neben allverbreitetem Calcit) chloritische Aggregate entwickelt haben. Daß die

grüne, anscheinend oder wirklich isotrope Grundmasse kein reines Glas sei, das beweist der geringe Grad von Lichtdurchlässigkeit, den sie besitzt. In andern Varioliten besteht diese Grundmasse aus schwach doppelbrechenden, schuppigen grünen Chloritaggregaten, in denen fast immer einzelne, bald sehr zarte, bald größere Aktinolithnadeln liegen (Raitschin, Berneck an der Straße nach Gefrees u. a.); diese Aktinolithnadeln nehmen an Menge oft sehr zu und führen so, unter Verdrängung des Chlorits, zu Grundmassen hinüber, welche fast ausschließlich aus kurzen, prismatischen, parallelfasrigen Aktinolithindividuen zusammengesetzt sind (Durance, Turin). Die erwähnte Form des Aktinoliths ergibt sich aus der Tatsache, daß alle Durchschnitte ungefähr isometrisch erscheinen. Der Aktinolith unterscheidet sich leicht und sicher vom Chlorit durch die Struktur, die Höhe der Doppelbrechung, den Pleochroismus und die Unlöslichkeit in Salzsäure; Spaltbarkeit im Querschnitte ist nur sehr vereinzelt wahrzunehmen. In den chloritischen und aktinolithischen Grundmassen trifft man bald reichlicher, bald spärlicher Epidotkörner und Stachelchen, deren Unterscheidung von Augit allerdings sehr schwer und mißlich ist; ich bin nicht sicher, ihn allenthalben richtig bestimmt zu haben. Die bisher besprochene Entwicklung der Grundmasse ist zweifellos eine sekundäre und ich glaube, daß ihr ursprüngliches Substrat allenthalben ein eisenreiches Gesteinglas war. Nun wird man aber in allen diesen grünen Grundmassen (nicht in dem bräunlichen Glase von Jalguba) bald einzeln, bald in größeren Mengen äußerst kleine, stark licht- und doppelbrechende Körnchen und Stacheln, und noch häufiger nach außen borstige Kügelchen (ähnlich dem Knauf eines Morgensterns) finden, welche ich auf Grund der in vielen Vorkommnissen wahrnehmbaren Übergänge (Berneck, Vorderreuth bei Stadt Steinach, Savoyen) in wohl bestimmbaren Augit ebenfalls für Augit halten muß. Immerhin ist eine sichere Unterscheidung dieser Dinge von Epidot im einzelnen Falle oft geradezu unmöglich. Endlich finden sich solche grüne Grundmassen, in denen der Augit in deutlicher Kristallform als Mikrolith entwickelt ist (Vorderreuth, Berneck) und dann wird er fast stets in geringeren oder größeren Mengen von Ilmenit- und Plagioklasmikrolithen begleitet. Es lassen sich also alle diese Grundmassen als verschieden weit vorgeschrittene und nachher sekundär veränderte Entwicklungsformen eines Diabasmagmas ungezwungen erklären und mit den Tatsachen bei Homertshausen in Einklang bringen. — Diese Grundmasse der Variolite zeigt in manchen, zumal alpinen Vorkommnissen deutliche perlitische Sprünge, welche ebenso wie die oben erwähnten Trümer mit Umwandlungsprodukten des Gesteins ausgekleidet sind.

Die Variolen dieser Randfacies von spilitischen Diabasen sind sehr verschiedener Art. Man kann zunächst solche unterscheiden, welche eine mehr oder weniger deutlich radiale Struktur erkennen lassen, die sie in die Gruppe der sphärolithischen Gebilde verweist, und solche, denen diese Struktur abgeht. Zusammen scheinen diese beiden Klassen, deren letzte

mir nur von zwei fichtelgebirgischen Lokalitäten bekannt geworden ist, nicht vorzukommen. Studiert man einen Variolit der piemontesischen Alpen mit Rücksicht auf die Variolen, so wird man schon bei schwacher Vergrößerung erkennen, daß die einen der kugligen Gebilde bei im Ganzen recht unregelmäßiger und rohradialer Anordnung kurz- und breitstrahliger Substanzen lebhafte Polarisationsfarben und höhere Lichtbrechung zeigen, während die andern bei deutlicher radialfasriger Struktur nur schwache Polarisationsphänomene (bis zum Grauweiß der I. Ordnung) und niedrigere Lichtbrechung, aber oft ein recht deutliches Interferenzkreuz entwickeln, dessen Arme den Nicolhauptschnitten parallel gehen. Man muß die kleinsten, oft erst mikroskopisch erkennbaren Variolen zur Betrachtung auswählen, da die größeren nicht selten recht komplexe Gebilde aus zahlreichen verquetschten, oder richtiger durch Gegeneinanderwachsen gehemmten kleinen Variolen darstellen. Bei den lebhaft polarisierenden Variolen erkennt man in guten Präparaten deutlich einen ziemlich hohen Brechungsexponenten, grüne Farbe, und den Aufbau aus kurzstengligen, parallelgefaserten Individuen, die sich bald ziemlich regelmäßig um ein Zentrum ordnen, bald mehr zu eisblumenartigen Aggregaten verbunden sind. Interferenzkreuze geben diese Gebilde nie, die Auslöschungsrichtungen der einzelnen Individuen zeigen keine oder nur geringe Schiefe gegen die Faserachse, welcher beinahe parallel die Elastizität am kleinsten ist. Bei eisblumenartig unregelmäßigem Bau geben diese Gebilde zwischen gekreuzten Nicols ein unregelmäßig fleckiges Polarisationsbild, doch erkennt man stets eine Tendenz zu divergenter Anordnung um herrschende Linien. Ich halte diese Substanz für eine Amphibolart, wohl Aktinolith. Zwischen den Fasern findet sich bisweilen in schmalen Strähnen etwas Grundmasse, oder öfter eine wasserhelle, schwach licht- und doppelbrechende Feldspatsubstanz in langen Leistchen oder Säulchen. Diese Aktinolithsphärolithe habe ich nur in den alpinen, nie in andern Varioliten beobachtet.

Die schwach doppelbrechenden und schwach lichtbrechenden Variolen dieser Gesteine zeigen wiederum eine recht verschiedenartige Ausbildung. Im günstigsten Fall und bei deutlichster Entwicklung bestehen sie aus sehr langen und schmalen farblosen, oft etwas gebogenen Strahlen, welche bald recht regelmäßig um einen Punkt radial geordnet sind und dann recht scharfe Interferenzkreuze geben, bald aber um eine Fläche, also im Durchschnitt um eine Linie sich divergierend gruppieren, welche ihrerseits bald gerade, bald etwas spiralig gewunden ist, was auf eine krumme Fläche als Ansatzebene hinweist. Nicht selten gehen auch von der Hauptachse dieser fasrigen Aggregate eine oder mehrere Nebenachsen aus, um die wieder neue Strahlensysteme sich gruppieren, so daß der Aufbau des Ganzen ein sehr unregelmäßiger werden kann. Die Auslöschung dieser schwach doppelbrechenden farblosen Strahlen liegt parallel oder doch jedenfalls sehr nahezu parallel der Faserachse, welche Achse der größten Elastizität ist. Ich halte die

Substanz mit A. Michel-Lévy für Oligoklas. Solche Oligoklassphärolithe sind nicht nur in den alpinen, sondern auch in den fichtelgebirgischen (Kurhaus Berneck, Raitschin, Knoll u, a.), in den Varioliten von Libiolo an der Riviera di Levante und von Jalguba verbreitet. Zwischen den Strahlen dieser Feldspatsphärolithe sind allenthalben fremde Mineralsubstanzen eingeklemmt, die sich bald deutlich erkennbar als langgestreckte Augitsäulchen oder reihenförmig hintereinander geordnete Augitkörnchen (in allen Vorkommnissen wahrnehmbar) nach der rotbraunen Farbe, starken Lichtbrechung und Doppelbrechung und großer Auslöschungsschiefe bestimmen lassen, bald, aber allerdings in seltenen Fällen, die Eigenschaften des Aktinoliths zeigen (Kurhaus Berneck). Die Dimensionen der einzelnen Fasern eines solchen Feldspatsphärolithen sinken nun mehr und mehr und nehmen auch in den gröbsten derselben durch pinselförmige Ausfaserung an den Enden oft so ab, daß eine irgendwie sichere Bestimmung, ja eine deutliche Erkennung der einzelnen Fäserchen nach und nach aufhört; in demselben Maße nehmen auch die Dimensionen der eingeklemmten Augitkörnchen rasch bis zur Unkenntlichkeit ab, so daß die Deutung derartiger Formen nur noch nach Analogie der größer und deutlicher ausgebildeten möglich ist. Einen eigentümlichen Anblick gewährt es dann, wenn solche Sphärolithe durch äußerst schmale und lange Ilmenittafeln wie zerhackt aussehen. Da nun die Komponenten dieser Sphärolithe oder richtiger Pseudosphärolithe dieselben sind, wie die der Grundmasse in gewissen Ausbildungsformen, so verfließen dieselben oft völlig in die Grundmasse derart, daß nirgends eine scharfe Grenze wahrnehmbar ist. Überdies finden sich in diesem Stadium gelegentlich in den peripherischen Teilen der Variolen etwas größere farblose, sehr lange und schmale Feldspatleistchen, welche sich tangential zu denselben legen und so annähernd ringförmige Figuren um dieselben bilden. Auf diesem Wege wird schließlich ein Stadium erreicht, in welchem die Radialstruktur nicht mehr durch die schwach lichtbrechenden Feldspatnadeln bedingt scheint, sondern durch die in divergenten Reihen geordneten, rotbräunlichen oder bei so geringen Dimensionen isabellfarbenen, stark lichtbrechenden Augitkörnchen, welche dann scheinbar in einem farblosen Teig liegen. Auch diese Ausbildungsform ist so allgemein verbreitet, daß es keiner Fundortangaben bedarf.

In den alpinen und einzelnen fichtelgebirgischen (Bergmännisch Glückauf bei Steinbach unfern Naila, Schlegel) Varioliten und in denjenigen von Jalguba trifft man endlich anscheinend ganz homogene, isabellfarbene, äußerst wenig lichtdurchlässige und daher keine oder nur sehr undeutliche Polarisationserscheinungen zeigende Variolen, deren radiale Struktur kaum erkennbar ist. Ob diese stofflich von den bisher beschriebenen verschieden oder nur äußerst feinkörnige Ausbildungsformen derselben sind, konnte nicht bestimmt werden. Sie entsprechen vielleicht den globosphäritischen Bildungen im Diabasglas von Homertshausen.

Eine in den Diabasen recht seltene Form der Variolen ist es, daß dieselben vorwiegend aus roh radial geordneten, oder wie von den Aktinolithvariolen beschrieben, eisblumenartig aggregierten, äußerst schlanken und oft trichitenartig gebogenen Augitnadeln bestehen, zwischen denen sich dann wieder mehr oder weniger Feldspatsubstanz in dünnen Leistchen einklemmt. Derartige Gebilde wurden in den Varioliten von Berneck beobachtet. Dieser Fundort, der zu den bedeutsamsten gehört, lieferte endlich eine letzte Art der strahligen Ausbildung, bei welcher um ein körniges, aus zwillingsgestreiftem Plagioklas, Augit und Ilmenit, bestehendes Zentrum sich radial geordnete Segmente von Feldspatsphärolithen gruppierten.

Alle bisher besprochenen Formen der Variolen gehören zweifellos in die Gruppe der Sphärokristalle und konkretionären Kugelbildungen, wie sie für rasch sich abkühlende Eruptivmagmen charakteristisch sind und wie sie in den sauren Effusivgesteinen so außerordentlich verbreitet, in den basischen allerdings weit seltener vorkommen. Dieselben passen also durchaus in den Rahmen von Phänomenen, welcher sich aus der Natur der Grundmasse der Variolite ableiten ließ.*

Das ist nun aber nicht der Fall für einen Variolit von Bramberg und für einen solchen von der Straße von Berneck nach Gefrees. In diesen beiden Gesteinen bestehen die zahlreich auftretenden Variolen aus einem äußerst feinkörnigen Gemenge von ziemlich viel Quarz und mehr oder weniger Feldspat (Albit?) mit zahlreichen braunen hexagonalen Magnesiaglimmerblättchen. Wäre nicht die Kristallform dieses Minerals, so würde man die Struktur fast als eine hornfelsartige bezeichnen können. Ob vielleicht für diese Gesteine die Theorie Gümbel's eine Berechtigung hat, wonach die Variolen aller, von ihm bekanntlich Perldiabas genannten, Variolite Fragmente der durchbrochenen Schiefergesteine sein sollen, vermag ich nicht zu entscheiden. Beiläufig sei bemerkt, daß in der Grundmasse des Bramberger Variolits (?) sich gar nicht selten Olivinpseudomorphosen befinden, das erinnert an Rohrbach's Beobachtung über das randliche Auftreten dieses Minerals in den Ophiten (Tescheniten) von Boguschowitz und analoge Fälle, die oben angegeben wurden. Am wahrscheinlichsten ist es mir jedoch, daß diese Vorkommnisse überhaupt nicht zu den Diabasen, sondern zu den Lamprophyren, und zwar in die Kersantitreihe gehören.

Th. Nicolau beschreibt einen Variolit aus der rumänischen Dobrudscha. — Max Bauer beobachtete sphärolithische Struktur an mehreren Olivindiabasen von Curaçao, die sich bis zu vollkommen »dendritischer Struktur« entwickeln kann, worunter nach seiner Beschreibung etwas den Sphärolithfelsen der Liparite Verwandtes bezeichnet wird. Der Feldspat nimmt in diesem Gestein z. T. sehr ab, so daß

* Die von Dathe als Gerölle im Kulm bei Hausdorf in Schlesien beschriebenen Variolite haben mit Diabas nichts zu tun. Nach den Analysen und der Beschreibung gehören sie wohl zum Quarzporphyr.

man nicht nur einen sphärolithischen Olivindiabasporphyrit, sondern auch solche Pikritporphyrite hätte. — E. Jeremina und F. Loewinson-Lessing (Travaux de la Soc. Impér. des Naturalistes de St. Pétersbourg. XXXIII. livr. S. 119) beschreiben aus den Mugodjaren, der südlichen Fortsetzung des Urals, sphärolithische Gesteine, die jedenfalls z. T. in die Diabasfamilie gehören, von großer Mannigfaltigkeit der Ausbildung. Soweit deren Sphärolithe die typische radialstrahlige Struktur besitzen, bestehen sie aus Feldspat oder aus Hornblende. Doch kommen auch kuglige Gebilde ohne radiale Struktur vor und man hat »die verschiedensten Varietäten, die mit sphärolithischem und eutaxitischem Glas beginnen und durch embryonale, sowie vorgeschrittenere variolitische Varietäten zu gut differenzierten und ausgebildeten Varioliten mit großen Variolen führen«. Meine Unkenntnis der russischen Sprache macht mir die Mitteilung von Einzelheiten unmöglich.

In allen Einzelheiten stimmt mit der Variolitbildung der spilitischen Deckdiabase und Hyalobasalte auch diejenige der normalen Basalte, wie sie von Harker und Clough von einem Intrusivlager in arkoseähnlichem Gestein am Strande der Bucht von Camas Daraich im Distrikte Sleat der Insel Skye beschrieben wird. Das unmittelbare Salband ist glasig, die Sphärolithbildung beginnt erst etwa einen Zoll von der oberen und unteren Grenzfläche des nur 1—2 Fuß mächtigen Lagerganges und geht alsdann durch die Gesamtgesteinsmasse. Wo die Sphärolithe sich berühren, grenzen sie sich oft mit ebenen Flächen gegeneinander ab. Die Variolen erreichen Durchmesser von über einem Zoll. — Ebenso beschreibt Schwantke aus einem Doleritstrom vom Hohen Berge bei Ofleiden in Hessen erbsen- bis haselnußgroße Variolen von brauner Farbe mit dunkelblauschwarzer oder auch bräunlicher Oberfläche. Der wenig mächtige Doleritstrom besitzt den Charakter einer blasigen Lava mit glasiger Oberfläche und zeigt alle Strukturübergänge von der rein glasigen Oberfläche durch die tieferen Teile mit schlackiger Grundmasse bis zum kristallinen Gefüge der innersten Teile. Er ist von einem älteren holokristallinen liegenden Doleritstrom durch eine Lage von Kieselguhr getrennt.

Metamorphose der Diabase und Melaphyre.

Veränderungen im Mineralbestande und der Struktur, welche sich nicht auf die bloße Einwirkung der Atmosphärilien zurückführen lassen, sind in den Diabasen der geschieferten Sedimente und in den Vorkommnissen aller geologisch gestörten Lokalitäten so überaus verbreitet, daß sie von der Darstellung der normalen Verhältnisse gar nicht strenge getrennt werden konnten. An dieser Stelle sind also gewissermaßen nur die extremen Fälle, die Endprodukte tiefeingreifender dynamometamorpher oder andere Prozesse in Betracht gezogen.

Bei der großen chemischen Verwandtschaft, welche den Diabas mit dem Gabbro verbindet, ist es nicht verwunderlich, wenn aus dem

Diabas unter der Einwirkung gleicher Faktoren (gebirgsbildender, schichtenfaltender Vorgänge) sich analoge Gesteinsmassen entwickeln, wie aus dem Gabbro. Geht bei solchen Vorgängen die Struktur vollständig verloren, so wird es, wo der geologische Verband nicht zweifellos entscheidet, oft nicht sicher möglich sein, das ursprüngliche Gestein als Gabbro oder Diabas zu bestimmen. Tatsächlich liegen die Verhältnisse oft so bei den »Saussüritgabbros« Norwegens. Manche derselben — ich möchte besonders an das Vorkommen auf der Halbinsel Bergen bei Osören inmitten des metamorphen Silurs exemplifizieren — lassen teils in gelegentlich erhaltenen Strukturspuren, oder in Resten der ursprünglichen Gemengteile auf Diabas als das Muttergestein schließen. — Als Beispiel für die Übereinstimmung dieser Vorgänge bei Gabbro und Diabas sei auf ein von J. J. H. Teall beschriebenes Vorkommen hingewiesen. Im Grundgebirgsgneiß des nordwestlichen Schottland setzen unfern des Dorfes Scourie in Sutherlandshire zwei Gänge von Diabas (Dolerite Teall) auf, die im unveränderten Zustande etwa die Struktur und Zusammensetzung eines olivinfreien Ottfjälldiabas mit braunen Plagioklasleisten, rotbraunem Augit und Titaneisen in grobkörnigem Gefüge besitzen. Dasselbe Ganggestein besteht an andern Stellen bei extremer Veränderung aus grüner Hornblende mit deutlicher Streckung, d. h. Anordnung in parallelen Ebenen, zwischen welche der gleichfalls gestreckte, nicht mehr in leistenförmigen Individuen erscheinende, und dabei nun farblose Feldspat und das zu langen Striemen ausgezogene Eisenerz gewissermaßen eingewalzt sind. Die Schieferung dieser Gesteinsvarietät geht parallel der Gneißschieferung und nicht etwa parallel den Gangwänden. Beide Extreme sind durch alle Zwischenstufen verbunden, indem zunächst schmale Ränder von grüner Hornblende sich um den Augit entwickeln und die Feldspatleisten bald schwache Biegung und undulöse Auslöschung zeigen, bald in Stücke zerbrochen erscheinen, die gegeneinander verschoben sind*. Der Vorgang ist also ganz derjenige, welcher bei Umwandlung des Gabbro in Amphibolit des weiteren beschrieben wurde. Auch hier ist der Grad der mineralogischen Umwandlung proportional der Deutlichkeit der Schieferung, also auch proportional dem Druck und der durch ihn bedingten Bewegung. Es wäre gewiß nicht richtig, die mineralogisch am meisten veränderten Teile des Gesteins sich dadurch entstanden zu denken, daß sie nacheinander verschiedene Stadien niederer Entwicklung durchliefen; vielmehr wird an jedem Punkte des Gesteins die Umwandlung sofort denjenigen Grad erreicht haben, welchen die dem hier herrschenden Druck entsprechende Molekularbewegung bedingte. — Mit diesem Vorkommen übereinstimmende Handstücke erhielt ich ferner durch Herrn Petersen's Güte von Ringvatsö in Nordland. —

* Eine ganz überraschende Ähnlichkeit mit diesem schottischen Vorkommen zeigt ein Gang von West Point in den Hudson River Highlands, N. Y., welchen ich durch Prof. Kemp's Gefälligkeit kennen lernte.

A. C. Lawson beschreibt ganz ähnlich den Übergang von Grünsteinen in Amphibolite im Rainy Lake-Gebiet.

Dasselbe Gesetz von der Proportionalität der mineralogischen Wandlung des Bestandes und der mechanischen Deformation der Struktur scheint für alle dynamometamorphen Formen der Diabase zu gelten. Es wurde an früherer Stelle dargetan, daß die Epidiorite und sicher ein Teil dessen, was man Proterobas nennt, als durch Gebirgsdruck und die ihn begleitenden chemischen Prozesse veränderte Diabase zu betrachten seien, und daß bei den Epidioriten mehr oder weniger deutliche Spuren einer grobflaserigen Schieferung zu beobachten seien. Ein höheres Stadium dieser Veränderungen liegt in den Flaserdiabasen, wie sie in erster Linie Lossen vom Harz, dann auch Schenck sehr schön aus dem oberen Ruhrtale, Miklucho-Maclay von dem Berge Porodnaja im Ural, beschrieben, und wie sie so ziemlich in allen diabasführenden Schieferterritorien, besonders schön auch in den Ardennen und bei Potton in Kanada, nach den Beschreibungen von Inostranzeff wohl auch im Gouv. Olonez im nordwestlichen Rußland vorkommen. Solche Gesteine zeigen Ablösungsflächen und Klüfte, welche durch eine tiefgehende innere Zertrümmerung und Verschiebung der einzelnen Teile des Gesteinskörpers gegeneinander hervorgebracht wurden. Auf diesen Klüften finden sich nicht selten dieselben Mineralien, welche im Gestein selbst durch den Vorgang neugebildet wurden wie Chlorit, amianthartige und aktinolithische Hornblende, Albit, Calcit, Epidot usw. Ein höchstes Stadium stellen alsdann jene Gesteine vor, die sich zum Teil unter der Sammelbezeichnung amphibolitische Schiefer, schiefrige Amphibolite, chloritische Amphibolite, grüne Schiefer, zum Teil auch Schalsteinschiefer, chloritische Schiefer u. dgl. verstecken, und die bisweilen einen förmlich tonschieferähnlichen Habitus annehmen können. Solche metamorphe Diabasfacies sind wiederum in der regionalmetamorphen Zone von Wippra im Südharz von Lossen, im oberen Ruhrtale von Schenck, z. T. unbewußt im schlesischen Thonschiefer von Gürich, von Lehmann im sächsischen Schiefergebirge beschrieben worden und finden sich ferner in typischer Entwicklung in Wales und Cornwall, im Taunus (hier ebenfalls von Lossen zuerst richtig erkannt), in Portugal, im Ural u. a. O. Für solche Forscher, welche diesen Vorgängen ihre Aufmerksamkeit seit längerer Zeit geschenkt haben, bedarf es keines Beweises, daß die sog. Amphibolite und grünen Schiefer im Cambrium und höheren Abteilungen der palaeozoischen Schichtenreihe dynamometamorphe Diabasfacies sind: für den Uneingeweihten ist es oft schwer, bei den höchstveränderten Erscheinungsformen den strengen Nachweis zu liefern, daß sie auf Diabas zurückgeführt werden können und müssen. Struktur und mineralogische Zusammensetzung dieser metamorphen Diabasformen sind so vielfältig, daß es unmöglich wird, eine irgendwie erschöpfende Darstellung in dem engen Rahmen dieses Kapitels zu geben. Man wird am leichtesten eine Vorstellung gewinnen, wenn man der Reihe nach

die Derivate der Diabaskomponenten betrachtet und sich diese dann gewissermaßen permutierend und mit wechselnder Struktur verbunden denkt.

Bei den weniger hochgradigen Veränderungen entsteht aus dem Kalknatronfeldspat der Diabase durch eine Art chemischen Zerfalls gern Albit, welcher in kurzen die Viellingsstreifung oder Zwillingshalbierung zeigenden Leisten oder Körnern, oder auch in sehr feinkörnigen, dann leicht durch das Brechungsvermögen vom Quarz zu unterscheidenden Aggregaten ohne Lamellierung der einzelnen Körner ausgebildet ist. Dieser Albit ist gegenüber dem primären Feldspat auffallend wasserhell; er läßt in seiner Verteilung noch bisweilen die Leistenform des Mutterfeldspats wieder erkennen; oder aber er ist zu lenticularen Nestern oder endlich zu langgestreckten Flatschen geordnet. Der ursprüngliche Kalkgehalt des Mutterfeldspats ist dem Albit bald als Calcit, bald als Epidot, bald als Zoisit, seltener als Skapolith beigemengt und auch diese Mineralien sind in der verschiedensten Weise mit dem Albit aggregiert, bald regellos mit ihm gemengt, bald flasrig mit ihm verwoben, bald zu mit demselben alternierenden schichtenähnlichen Massen geordnet. Auch heller Glimmer (Sericit) entwickelt sich unter gewissen Bedingungen aus dem Feldspat. — Der pyroxenische Gemengteil des Diabas setzt sich um in grünen uralitischen oder aktinolithischen, oder in farblosen asbestartigen, oder in glaukophanartig blauen, seltener in kompakten grünen oder braunen Amphibol. Im ersten Fall pflegt die Augitform mehr oder weniger erhalten zu bleiben oder es tritt eine Umformung zu flasrigen Massen ein; im letzten Fall verschwindet die Augitform und die Amphibolform tritt an ihre Stelle, wenn überhaupt idiomorphe Ausbildung, nicht solche in Körnern statt hat. Bei der aktinolithischen und asbestartigen Umwandlung entstehen Nadeln, die sich gern zu filzartigen Massen verweben, welche zu Strähnen und Flatschen, fast nach Art einer fluidalen Struktur ausgezogen sind, oder aber einzeln und zu Bündeln zusammengedrängt alle andern Gemengteile durchspicken. Der überschüssige Kalkgehalt scheidet sich auch hier bald als Karbonat, bald als Epidot aus. Dasselbe ist auch bei der, wohl einem geringen Betrage metamorphosierender Kräfte und geringer Tiefe des Vorgangs entsprechenden, Umwandlung des Pyroxens zu Chlorit der Fall, dessen schuppige Aggregate eine ähnliche mechanische Umordnung erfahren, wie die Aktinolith- und Asbestfilze. — Der Ilmenit wird zu Titanit verwandelt, dessen Körnchen und Kriställchen entweder zu kleinen flasrigen Aggregaten gehäuft oder in lange Reihen parallel der Schieferung ausgezogen sind; Rutil scheint seltener, als bei analogen Vorgängen im Gabbro zu entstehen.

Denkt man sich nun, daß diese Mineralien in sehr wechselnden Mengenverhältnissen gebildet werden, daß Reste des ursprünglichen Mineralbestandes in kleinerer oder größerer Quantität erhalten bleiben können und daß Quarz als Nebenprodukt nicht allzuselten vorkommt,

daß ferner ursprüngliche Mandelausfüllungen mit in den Umwandlungsprozeß hineingezogen werden, Pyrit, Eisenglimmer und Limonit, sowie Karbonate von Magnesia und Eisen hinzutreten, so kann man sich eine annähernde Vorstellung von der Mannigfaltigkeit dieser aus Augit, Hornblende, Uralit, Aktinolith, Asbest, Chlorit, Albit, Epidot, Zoisit, Ilmenit, Magnetit, Titanit, Pyrit, Limonit, Haematit, Calcit und andern Karbonaten, sowie Quarz zusammengesetzten metamorphen Diabasfacies machen. Die oft schon makroskopisch wahrnehmbare, fleckig, flammig oder bandartig wechselnde Farbe läßt die Mannigfaltigkeit der Anordnung dieser Gemengteile in den bald nahezu massigen, bald flasrigen (Flaserdiabase), bald vollkommen schiefrigen (Diabasschiefer) Gesteinen erkennen. — Zum Studium solcher Prozesse eignen sich besonders die Gesteine der Zone von Wippra (Grillenberg) am Südharz, solche von Laifour und Rimogne in den Ardennen, vom Rauental u. a. O., im Taunus und viele niederschlesische »grüne Schiefer« aus der Gegend von Baumgarten. Die Ähnlichkeit mit den im Granitkontakt sich vollziehenden Veränderungen im Diabas ergibt sich durch Vergleichung mit S. 120.

Für die Schilderung der Einzelheiten bei der dynamometamorphen Umwandlung der Diabase, sowie der Diabasporphyrite und verwandter Typen, muß besonders auf die lichtvollen Darstellungen Lossen's an Vorkommnissen des Harzes und des Taunus, ferner auf die bedeutsamen Studien von Milch, Sederholm, Hibsch, Schmidt, G. H. Williams, Lawson, Irving, Van Hise, Franchi, Novarese und Preiswerk verwiesen werden.

Milch lieferte, von dem Studium des Rauentaler Diabas vom Oberen Eiswege unterhalb der Bubenhauser Höhe nach Eltville zu und seinen Quetschzonen ausgehend, den Beweis, daß die Hornblendesericitschiefer des rechtsrheinischen Taunus, sowie die Augitschiefer und Sericitkalkphyllite des Soonwaldes teils aus Diabas, teils aus Diabasporphyrit hervorgegangen sind. Man wird vielleicht mit Bezugnahme auf den chemischen Charakter gewisser Alkali- und besonders Kalireicher Glieder dieser »Diabasschiefer« hinzusetzen dürfen, daß manche derselben auf schalsteinähnliche Tuffe, die mit mehr oder weniger quarzporphyrischem oder Thonschiefersediment gemischt, als ihr ursprüngliches Substrat, hinweisen. — Es möge hervorgehoben werden, daß auch Schauf unabhängig von Milch zu der Überzeugung gelangte, daß der Hornblendesericitschiefer der Koch'schen Karte von Birkenfeld bei Eppenhain und aus dem Bruche von Mohn's Mühle bei Vockenhausen aus Diabas hervorgegangen sei.

Sederholm schildert eine mannigfache Reihe von archäischen Diabasen, Porphyriten und Melaphyren nebst ihren klastischen Tuffen und Conglomeraten aus der Gegend zwischen Tammela, Kalvola und Hattula im südwestlichen Finnland, welche teils unter vorzüglicher Erhaltung ihrer Struktur, teils unter Verwischung derselben durch eine hochgradige Druckschieferung eine tiefgreifende Veränderung ihres

Mineralbestandes erlitten haben. — Nahe verwandte Phänomene der Amphibolitisierung in Diabasen und Enstatit-Melaphyren liegen nach A. W. Howitt's Darstellung bei Heathcote, Victoria, vor.

C. Schmidt beschreibt die allmählichen Übergänge zwischen einem aus Saussürit und Diallag bestehenden Gabbro vom Piz Curver (Graubünden) in Grünschiefer (Saussürit-Chlorit-Epidotschiefer). Es sind vielleicht nur gabbroide Facies des ebenfalls von C. Schmidt untersuchten Diabas von dem Grate Sponda Sursess, der sich nach S. vom Piz Curver abzweigt. Hierzu gehören auch Variolite, welche zusammen mit einem langen Zuge von Serpentin sich von der Wallfahrtskapelle Ziteil gegen N. zwischen Piz Curver und Piz Toissa bis gegen die Stürviser Alp hin verfolgen lassen. In diese Gruppe gehören wohl auch die grünen Schiefer von der Alp Starlera, vom Brennhof bei Nufenen und von Vals, sämtlich aus Bündner Schiefern, und alles, was Rolle (Mikropetrographische Beiträge aus den Rhätischen Alpen. Wiesbaden 1879) als Valrheinit, Gadriolit, Cucalit, Paradiorit, Hypholith und Chlorogrisonit aus Graubünden an Grünschiefern beschrieben hat. Preiswerk's Untersuchungen beschäftigen sich mit den Grünschiefern zwischen Visp und Brieg und im Simplongebiet, die von Franchi und Novarese mit den Gesteinen der Pietre verdi in den Pimontesischen Alpen.

Die Schilderungen von G. H. Williams beziehen sich auf umgewandelte Diabase, Diabasporphyrite und mancherlei Melaphyre nebst ihren Tuffen aus dem Menominee- und Marquette-Gebiet, die von Irving und Van Hise auf Grünschiefer des Eisendistrikts von Penokee in Michigan und Wisconsin, welche aus gabbroidem Diabas und Spilit hervorgingen. — Cross führt gewisse für präcambrisch und postarchäisch gehaltene Amphibolite der Gegend von Salida in Kolorado auf Diabase zurück und Lawson weist amphibolitische und chloritische Schiefergesteine des Keewatin am Rainy Lake in Canada als ursprüngliche Trappe und ihre Tuffe nach.

Hibsch schildert die Umwandlung der Diabaslagergänge im Tonschiefer des Elbtals nördlich Tetschen in der Nähe der Granitgrenze in 1. Epidiorite, 2. Aktinolith-Chlorit-Albitschiefer, 3. Plagioklas-Chloritschiefer mit Quarz und Calcit und 4. Diabasschiefer mit Albit, Chlorit, Calcit, Epidot, Ilmenit und Opal. — In der Nähe der Diabase finden sich im Thonschiefer Quarzadern und Quarzlager, sowie granitoide, lang lentikuläre Ausscheidungen, die in der Mittellinie oft hohl sind. In den Hohlraum ragen Albitkriställchen hinein, während die granitoiden Ausscheidungen selbst aus Bytownit und Quarz nebst etwas Chlorit, Turmalin und Erzen (es scheinen Kupfersulfide zu sein) bestehen. Wo diese Ausscheidungen sich mit dem Tonschiefer berühren, zeigt sich in diesem nahe am Kontakt eine Anreicherung der dunklen Erzteilchen. Hibsch hält die granitoiden Ausscheiduugen für pneumatolytische Massen, welche aus den Schiefern ausgelaugt wurden.

Michel-Lévy bespricht als extreme Ausbildungsformen der epi-

dioritisch veränderten Diabase des Mâconnais Gesteine, welche wesentlich aus Amphibol, Magnetit und Melanit bestehen und vielfach in Serpentin übergehen, andererseits solche, die man als melanithaltige Eisenerzlager (Eisenglanz und Magnetit) bezeichnen kann.

Bei sehr hochgradigen, wohl auch unter der Einwirkung von Thermen sich vollziehenden Umwandlungen von Diabasen entsteht aus dem Feldspat nicht Albit, sondern heller Glimmer (Sericit) und Karbonate, aus dem Augit Karbonate und Quarz. Dabei bleibt die Kristallform dieser Mineralien oft deutlich erhalten. Derartige Facies wurden von v. Groddeck mit großer Genauigkeit und mit schönstem Erfolge aus dem sog. weißen Gebirge, welches die Erzmasse von Holzappel u. a. O. begleitet, studiert und beschrieben. Er berechnete die Zusammensetzung eines derart zu einem Sericitgestein veränderten Diabas nach sehr sorgfältig angestellten Analysen zu 54.4 % Sericit, 11.3 Calcit, 18.3 Breunnerit, 12.4 Quarz, 2.7 Titanit, 0.5 Rutil, 0.6 Pyrit, 0.2 Apatit.

Kontaktmetamorphosen an Basalten, Melaphyren und Diabasen.

Es ist eine allgemeine Erfahrung, daß die Ergußgesteine nur in geringem Maße, oft überhaupt nicht in erkennbarer Weise metamorphosierend auf die mit ihnen in Berührung tretenden Sedimente und Eruptivgesteine einwirken, während die Tiefengesteine auf große Entfernungen hin und in tiefgreifender Weise den Mineralbestand und die Struktur der im Kontakt mit ihnen befindlichen Massen beeinflussen und umgestalten. Bei der Besprechung der Granitkontakthöfe wurde gezeigt, daß das Hauptagens bei der Kontaktwirkung der Tiefengesteine in dem magmatischen überhitzten Wasser zu suchen ist, welches unter dem hohen Druck, unter dem sich die Kristallisation abyssischer Eruptivmagmen vollzieht, nur sehr langsam austritt und auf weite Entfernung hin die umgebenden Gesteinsmassen durchfeuchtet und in ihnen die für die Entstehung metamorpher Neubildungen notwendige Molekularbewegung schafft. Aus den effusiven Eruptigmagmen entweicht unter dem einfachen Atmosphärendruck das magmatische Wasser sofort, wie jeder Lavaerguß deutlich zeigt und dadurch fehlt das Agens für metamorphosierende Prozesse. Auch da, wo diese Magmen in den Gangspalten und Schlotten verfestigt werden, ist ihre Entwässerung eine zu rasche und überdies wird durch ihre hohe Temperatur der Wassergehalt der Nebengesteine in Dampfform übergeführt. Dieser Dampf isoliert das Nebengestein gegenüber dem Eruptivmagma ähnlich wie die Dampfhülle der Wassertropfen auf dem glühenden Platinblech bei dem Leidenfrost'schen Versuche diese isoliert und verhindert so jede tiefer greifende Metamorphose. Sobald die Ergußgesteine eine intrusive Lagerung zeigen, wächst die Möglichkeit für die Bildung eines Kontakthofes, wie ihn die Tiefengesteine besitzen in dem Maße, wie die Mächtigkeit der überlagernden Gesteinsmassen zunimmt. So dürfte es sich erklären, daß

die intrusiven körnigen Diabase so oft Kontakthöfe zeigen, die allerdings nie, auch nur annähernd, die Bedeutung der Tiefengesteinskontakthöfe erreichen. Bei den echten Ergußgesteinen werden die durch sie hervorgebrachten Veränderungen einen wesentlich kaustischen Charaker tragen müssen und nur in den eingeschlossenen Fragmenten der durchbrochenen Gesteine sind weitergehende Einwirkungen zu erwarten.

Die chemischen und strukturellen Veränderungen der Braunkohle am Meißner, Hirschberg und Stellberg hat A. Uthemann in den Abhandlungen der Kön. Preuß. geol. Landesanstalt N. F. Heft 7 beschrieben.

Besonders genau untersucht sind die Umwandlungen, welche Basalt im Sandstein hervorgebracht hat. Die bekanntesten Lokalitäten dieser Art sind wohl der Wildenstein bei Büdingen, Ober-Ellenbach in Nieder-Hessen, Rosenbühl bei Eschwege und eine Anzahl fernerer Vorkommnisse in Hessen und Thüringen, welche wesentlich von Möhl untersucht wurden (Stoppelsberg bei Hünfeld, Schwarzbiegel im nordöstlichen Habichtswald, Steinberg bei Bräuna, Baunsberg bei Kassel, Calvarienberg bei Fulda).

Der Charakter der Sandsteinmetamorphose durch Basalt (diese Gesteine pflegen als Buchit bezeichnet zu werden) liegt ganz wesentlich in zwei Umständen: die Quarzkörnchen des ursprünglichen Sandsteins sind in unmittelbarer Nähe des Basalts oft zersprungen, und an die Stelle ihres klastischen, tonigen, mergeligen oder kalkigen Cämentes ist eine amorphe Substanz, ein Glas, getreten. Das Glas, welches bald bräunliche, bald hellgraue oder grünliche Farbe hat, stellenweise auch farblos ist, läßt in den meisten Fällen eine Reihe von Devitrifikationsprodukten wahrnehmen. Es bilden sich kleine, sehr scharf umgrenzte Kristalle, welche wesentlich zwei oder drei Mineralspecies angehören. Zierliche farblose Rechtecke und Sechsecke erscheinen besonders gern in den farblosen Glaspartien. Diese früher vielfach für Nephelin gehaltene Substanz wurde von Zirkel als Cordierit gedeutet, nachdem Prohaska dessen Neubildung in Einschlüssen von Schiefern und Quarziten in dem Basalt von Kollnitz im Lavanttale in Kärnten dargetan hatte. In den bräunlichen Glaspartien pflegen mehr lange grüne Prismen aufzutreten, welche Zirkel für Hornblende halten möchte. In Präparaten des verglasten Sandsteins vom Rosenbühl bei Eschwege, die fast ganz aus Glasmasse bestehen und nur spärliche Quarzkörnchen enthalten, ließen sich jedoch diese grünen Prismen nach ihren Kristallwinkeln und ihrem optischem Verhalten mit Sicherheit als Augit bestimmen. — Rhombischen Pyroxen erkannte Rinne neben Cordierit in den metamorphosierten Sandsteinen der Blauen Kuppe bei Eschwege und der Sababurg im Reinhardswalde. — Die braunen Glasmassen sind überdies oft erfüllt mit dunklen Globuliten, die hellen mit farblosen Mikrolithen. Gasporen finden sich in beiden allenthalben reichlich. Auch opake kristallitische und trichitische Ausscheidungen sind besonders an die braunen Glasstellen gebunden. Mit Entfernung von der Kontakt-

fläche nimmt das Glas entschieden ab und an seine Stelle treten nicht glasige, sondern mit einem Mikrolithenfilz erfüllte Stellen, bis endlich das normale Cäment vorliegt. In der unmittelbaren Berührung von Basalt und Sandstein scheint die Grenze allenthalben, wie schon FISCHER beobachtete, durch Verschmelzung verwischt zu sein und die Augitmikrolithe des Basalts ziehen sich eine kurze Strecke in das zu Glas veränderte Cäment des Sandsteins hinein. Wo sich die Glasmasse in die Sprünge der Quarzkörnchen, besonders gern auch den Fugen der Flüssigkeitseinschlüsse folgend, hineinzieht, oder auch sonst in unmittelbarer Nähe der Quarzkörner beobachtet man nicht selten Aggregate von hexagonalen Täfelchen, welche überaus an Tridymit erinnern. Ein sicherer Nachweis derselben als Tridymit war bis dahin nicht möglich.

Die Schmelzung der Sedimente am Kontakt mit Basalt zu einem fast farblosen Glase mit einer Fülle von Cordierit-Drillingen beobachtete auch DU TOIT am Stafelberg Vley in der Kapkolonie.

Ob der Glaskitt, welcher die Quarzkörner des Sandsteins zusammenhält, lediglich durch Schmelzung entstanden sei, ob derselbe mehr oder weniger mit dem Basaltmagma durchmengt ist, läßt sich schwer sagen. Auch die Frage, ob der ganze Vorgang besser als einfache Schmelzung oder aber als Auflösung durch das Basaltmagma aufzufassen sei, läßt sich für diese Sandstein-Kontaktzonen kaum entscheiden.

BLEIBTREU, welcher die letztere Ansicht vertritt, fand bei dem Studium der Einschlüsse in den Basalten der Gegend von Bonn, namentlich vom Finkenberg, daß zwischen den zahlreichen Quarzkörnern eines sandreichen Tons ein grünes Glas mit grünen Fasern und zahlreichen violetten Individuen gebildet war, die er für Spinell halten möchte. Bei reinem Qnarz wurden zufolge der, den Flüssigkeitseinschlußzonen nachgehenden, Auflösung diese durch sekundäre Glaseinschlüsse gewissermaßen ersetzt. Man möchte vermuten, die hohe Temperatur hätte die Flüssigkeitseinschlüsse als solventia wirken lassen, wie bei den DAUBRÉE'schen Versuchen. Randliche Neubildungen von Augit wurden gelegentlich von Quarzkriställchen derselben Entstehung begleitet, die z. T. in die Schmelzmasse hineinragten. Das Basaltmagma selbst zeigte oft um die Einschlüsse herum eine Art zonarer Anordnung der kristallinen Ausscheidungen. Dann fand sich meistens dem Einschluß zunächst Feldspat in Begleitung eines zwischen blaßrötlich und dunkelgrau pleochroitischen, dem Hämatit oder Ilmenit ähnlichen Minerals in hexagonalen Blättchen, darauf eine Zone, wo dieses als Eisenglanz bezeichnete Mineral herrscht, und darauf grüner Augit.

An Einschlüssen von Keupersandstein im Basalt vom Weißholz bei Lütgeneder beobachtete MÖHL, daß zwischen dem eigentlichen Basalt und dem Einschluß zunächst eine wasserhelle Zone liegt, welche aus Sanidin und Glas bestehen soll, durchsprenkelt von Augitkörnern und Einklemmungen eines sphärolithisch umgewandelten Sandsteinglases. Darauf folgt nach innen scharf absetzend eine lichtgraulich weingelbe Zone eines durchaus sphärolithisch-fasrig umgewandelten Sandsteinglases

mit nur spärlichem Sanidin. Der Sandstein springt buchtig in diese Zone vor und zurück; der Sandstein selbst ist indessen zu fast farblosem Glase geworden, worin die abgeschmolzenen Quarzkörner liegen. An manchen Stellen hat sich in dem farblosen Glase zwischen den Quarzkörnern Tridymit gebildet. Die Sphärolithe und die sphärolithische Kontaktzone gelatinieren nach Möhl's Angabe mit Salzsäure, das Buchitglas nicht. — Nach J. E. Hibsch haben die Basalte in der Umgebung von Dorf Schreckenstein die schwach tonigen Sande des Oligocäns in Buchit mit Cordierit, z. T. auch mit viel Spinell von schwarzgrüner Farbe und mit viel schlanken Nadeln, die wahrscheinlich Sillimanit sind, umgewandelt. — Unfern Niekerk's Hope in der Hay Division, Kapkolonie, bildet nach A. W. Rogers Diabas Intrusivlager in den Griqua Town Schichten, die hier als eisenhaltige Kieselschiefer oder quarzitische Massen ausgebildet und im Kontakt zu Jaspis und Quarz mit Krokydolith und Aktinolith umgewandelt sind. Der Aktinolith wird auf Rechnung des Diabas-Kontakts gesetzt, vom Krokydolith wird das unentschieden gelassen, da die Bildungsbedingungen dieses Minerals noch nicht aufgeklärt seien.

Kalkstein-Einschlüsse im Basalt von Lütgeneder sind nach Möhl zu körnigem Kalke mit Wollastonit- und Humit-Einsprenglingen geworden. — Nach Bořicky sind die Fragmente von Plänerkalk im Basalt des Poratscher Berges bei Bilin mit zahlreichen abgerundeten Quarzkörnchen durchspickt. Die Hauptmasse der Einschlüsse erweist sich als eine durch Gasporen getrübte, graulich oder gelblich weiße Masse, welche wesentlich Kalkspatsubstanz wäre. Die Quarzpartien umhüllen sporadisch graulich weiße, durch Gasporen und Staubkörner abgegrenzte rundliche Stellen, welche aus einer lockeren Anhäufung von äußerst zarten Mikrolithen bestehen. Der Basalt selbst umschließt im unmittelbaren Kontakt mit dem Pläner zahlreiche »gelblichgraue, wollhäufchenähnliche Flecke, die bald Trichithäufchen, bald halbentglasten Stellen ähnlich sehen«, oder stecknadelkopfgroße Kügelchen, die teils aus strahligen Zeolithgebilden, teils aus am Rande konzentrisch-schaligen, innen rhomboëdrisch spaltenden Karbonaten bestehen. — Die Plänereinschlüsse im Basalt von Bilinka lassen ebenfalls Quarzkörnchen in einem »trüben grauen Gewirr von Mikrolithen, Glaspartikeln und Bläschen« wahrnehmen. — Nach Lehmann's Mitteilungen haben die Kalkeinschlüsse in den Laven von Mayen und Niedermendig Kohlensäure verloren und sind z. T. zu Kalkhydrat geworden, welches auch zu neuen Molekulargruppierungen in dem Ettringit und Chalkomorphit Veranlassung gegeben hat. — Ein quadratisches Mineral, welches mit Wahrscheinlichkeit als Gehlenit bestimmt wird, enthalten nach Hoffmann Kalkstein-Einschlüsse im Basalt von Dreihausen bei Marburg. — Hibsch fand die Tonmergel westlich vom Poppenberge, Blatt Tetschen, derart umgewandelt, daß in einer isotropen trüben Grundmasse mit feinen Schnüren und Flecken eines schwarzen Pigmentes einzelne Quarzkörner und eine Unzahl kleinster, farbloser oder schwach gelblicher Stäbchen

liegen. Diese haben gerade Auslöschung und schwachen Pleochroismus, O gelb, E farblos und werden für Vesuvian gehalten. — Grenville A. J. Cole beschreibt die kontaktmetamorphe Neubildung von Biotit, farblosen und bräunlichen Pyroxenen und unbestimmbaren farblosen Mineralien in den liasischen Mergeln von Portrush, Co. Antrim, Irland, und stellt eine Steigerung der Kontaktphänomene nach dem intrusiven Dolerit hin fest, dessen Einwirkung bis auf ein Meter von der Grenze hin sich nachweisen ließ.

Die Spateisenstein-Gänge am Kissemich und in der Grube Luise bei Horhausen wurden nach K. Busz am Basaltkontakt in einer bis 20 cm breiten Zone zunächst durch einen feinen Staub von Magnetitkörnern getrübt. Nach dem Basalt hin wird die Menge dieses Staubes beträchtlicher und die Umwandlung folgt den Spaltrissen des farblosen Eisenspats in Form schmaler dunkler Linien. Von diesen aus wird nach und nach auch die eigentliche Spatsubstanz in ihrer ganzen Ausdehnung in Magnetit umgewandelt. Dabei entstehen zugleich Quarzkriställchen, so daß das Eisenerz wie durchlöchert aussieht.

Über die Einschlüsse von devonischen Schiefern und Tonen der Braunkohle in den niederrheinischen Basalten und Basaltlaven teilt Joh. Lehmann mit, daß dieselben in der Lava zu Ziegel gebrannt wurden, während sie in den Basalten oft ganz glasig umgewandelt erscheinen oder zu Basaltjaspis von porzellanartiger Natur mit grauen, braunen oder violetten, nie mit roten Farben wurden. In der Schmelzmasse solcher toniger Einschlüsse finden sich neben den veränderten Quarzen oft Augite, Mikrolithe und Trichite. Reichlich violettbraunen Spinell neben Feldspat und Eisenglanz fand Dannenberg in Schiefereinschlüssen des Basaltes vom Steinbühl bei Weilburg.

Von einem Basaltjaspis von Unkel am Rhein erwähnt Anger, derselbe sei aus einem feinkörnigen, grauwackeartigen Gestein dadurch entstanden, daß infolge der Basalteinwirkung die Quarzkörnchen zerbarsten und zersprangen, während das Cäment derselben zu einem Aggregat farbloser dunkelumrandeter Körnchen glasiger Natur wurde. »Hie und da erblickt man noch striemenartige, schmutzig bräunlichgelbe Bänder mit undeutlich lamellarer Textur, entschieden die erhaltene Form und Struktur des ursprünglichen Glimmers, der allerdings an den meisten Stellen gänzlich alteriert und zu glasigen Körnerhäufchen umgewandelt ist. Die glasige, körnige Masse zwischen den Quarzen ist stellenweise getränkt von dunkeln, opaken, an den Rändern verschwimmenden Partien; diese dürften ihre Entstehung dem ursprünglich anwesenden Eisenglanz verdanken.«

Über Einschlüsse einzelner Mineralien und besonders auch granitischer Massen hat sich nach den früheren Untersuchungen von Joh. Lehmann, Trippke, v. Chrustschoff, Doss, Bleibtreu u. a. eine umfangreiche Literatur gebildet, aus welcher wir besonders manche Beobachtungen von Dannenberg und Beyer hervorheben, welche durch Mitteilungen von Rinne, Bauer, Foullon, Lord u. a. bestätigt und ergänzt werden.

Dannenberg, dessen Untersuchungen an siebengebirgischen Basalten (Trachydoleriten) und Trachyandesiten angestellt wurden, beschreibt Einschlüsse von Korund, Magnetkies, Zirkon, Magnetit, Feldspat, Sillimanit (in Verbindung mit Spinell und Rutil), von Augit, Quarz und mancherlei Gesteinen, darunter hypidiomorph-körnige Gemenge der Gabbromineralien, welche ich für alte, intratellurische Ausscheidungen halte (die Möglichkeit wird auch von Dannenberg zugegeben) und mit den von Hartung und Pacheco beschriebenen Einschlüssen von Dioriten, Diabasen und Wehrliten in Trachyandesiten und Trachydoleriten von S. Miguel, mit einem gewissen Vorbehalt auch mit dem Anorthitfels von Uifak parallelisiere. Sie entsprechen in gewissem Sinne den Sanidiniten der Trachyte.

Über die außerordentlich häufigen Einschlüsse von Quarzkörnern im Basalt stellt Dannenberg nach einem Vorkommen vom Ölberg eine Art Schema auf, welches als normal zu betrachten wäre, welches aber oft nur verkümmert und in rudimentärer Entwicklung vorliegt. Danach würde man in der Richtung vom Basalt nach dem Quarzeinschluß hin zunächst eine Größenzunahme der Grundmassefeldspate des Basalts ohne merkbare stoffliche Veränderung beobachten; dann folgt eine Zone zum Quarzeinschluß radialgestellter Augitsäulchen und innerhalb dieser ein Band größerer, zu fächerförmigen Büscheln vereinigter Feldspäte von höherer Azidität als im Basalt. Diese dritte Zone berührt entweder den Einschluß selbst oder es stellt sich nochmals eine Zone von Augiten ein, welche oft Ägirinmäntel besitzen. Hier treten gelegentlich, aber selten, auch Ägirin oder Akmit und Cossyrit* hinzu und alle Bildungen dieser Zone, auch gelegentlicher Feldspat, neigen zu lappig-skelettförmiger Entwicklung mit Ausnahme der oft idiomorphen Augite. Zwischen dieser Zone und dem Quarz erscheint oft noch ein klares, hellgelbes Glas. Winzige Blättchen von Eisenglimmer (?Titaneisenglimmer) sind durch alle diese Zonen zerstreut. — Selten kommt bei vereinzelten Quarzkörnern, häufiger bei Quarz in Graniteinschlüssen, die partielle oder totale Umwandlung in radialfasrige Massen vor, welche das Bertrand'sche Interferenzkreuz zeigen und für Chalcedon gehalten werden. Aber könnte dieser das Bertrand'sche Interferenzkreuz zeigen?

Beyer studierte sorgfältig die bis zu 0,5 m Durchmesser erreichenden Graniteinschlüsse im nephelinführenden Basalte (Trachydolerit) von Großdehsa bei Löbau. Trotz der abweichenden Natur des einschließenden Basaltgesteins sind die Erscheinungen ganz die gleichen, wie bei dem normalen Basalt und können daher hier ihre Besprechung finden. Die kleineren Granitfragmente sind oft vollständig geschmolzen zu einer Glasmasse, die größeren zeigen eine gelbliche, bräunliche oder schwarze, z. T. schaumig blasige Schmelzrinde, die sich auch in das Innere der Einschlüsse hineinzieht, so daß hier die Granitmineralien in einer glasig erstarrten Schmelzmasse gewissermaßen schwimmen. Von diesen Mine-

* Diese Neubildungen scheinen mir recht deutlich auf den trachydoleritischen Charakter des Siebengebirgs-Basaltes hinzuweisen.

ralien fehlt aber der Glimmer stets, er ist durchweg eingeschmolzen. Im durchfallenden Lichte ist die Schmelzmasse farblos bis dunkelsepiabraun und die dunkleren Stellen sind gern trichitisch, margaritisch usw. entglast. Die Blasen in diesem Glase pflegen mit radialstrahligen Zersetzungsprodukten erfüllt zu sein. Oft ist die Grundmasse eutaxitisch aus hellen und dunklen Striemen gewoben, deren letztere reich an Spinell sind. Solche fluidale Gläser sind ärmer an Blasen, wie ja auch, nach Beyer's Bemerkung, fließendes Wasser die Luftblasen rascher abgiebt, als stehendes. — Der Quarz der Graniteinschlüsse ist zersprungen und resorbiert, seine Flüssigkeitseinschlüsse sind z. T. verschwunden, Glaseinschlüsse haben sich eingestellt und an den Rändern des Quarzes hat sich der bekannte Kranz von grünen Augitnadeln gebildet. — Der Feldspat ist ebenso, wie der Quarz mit sekundären Glaseinschlüssen neben solchen von Gasen und Flüssigkeiten versehen und oft mit Wolken von Spinell erfüllt. Randlich ist er oft mit einem Kranz nach den Spaltflächen abgesprengter Fragmente umgeben, die durch die Schmelzmasse verkittet sind, oder in dieser haben sich rhombische Tafeln von Feldspat neu gebildet und sich zu einem schuppenpanzerartigen Gewebe aggregiert, Foullon nennt dieses sehr bezeichnend auch »kassettenartig ineinander geschachtelt«. Wo eine randliche Schmelzzone den Feldspat umgibt, da ist diese mit Spinell erfüllt, wie der Schmelzmantel der Quarze mit Augit. Plagioklas und Orthoklas verhalten sich in dieser Hinsicht der Beeinflussung durch den Basalt ganz gleich, nur scheint bei Plagioklas neben oder statt des Schuppengewebes von Tafeln eine Neubildung langer trichitischer Feldspatnadeln verbreiteter zu sein. — In den vollständig eingeschmolzenen Graniteinschlüssen trifft man nach Beyer Spinell in verschiedenen Farben und titanhaltigen Magnetit in zierlichen Wachstumsformen; ebenso wird Rutil sicher nachgewiesen, gern in Gesellschaft von Magnetit. In den Poren der schlackigen Graniteinschlüsse fand Beyer in Form weißer Krusten die Wände überziehend, oder als Kugel den Raum erfüllend ein Mineral, welches die Form hexagonaler Säulen, die H. = 4.5, sp. G. = 2.162 zeigt und chemisch als ein wasserreiches, K-, Na-, Ca-, Mghaltiges Alumosilikat erkannt wurde. Das Mineral ist unlöslich in Salzsäure. — Verfolgt man die Schmelzrinde der Graniteinschlüsse von innen nach außen, so begegnet man zunächst einer Zone, die, frei von Glimmer und Feldspat, nur stark korrodierten Quarz mit seinen Augitkränzen, sowie viel Spinell führt. An der Grenze gegen den Basalt stellt sich Augit in gutbegrenzten Einzelindividuen und Zwillingen, nicht in Nädelchen, wie um den Quarz, ein, heller als der normale Basaltaugit. Es ist also der Graniteinschluß gegen den Basalt hin durch einen Augitmantel abgeschlossen. Dann folgt der Basalt mit zahlreichen Augitmikrolithen, reich an braunem Glase voller Striemen von Magnetit. Der Olivin desselben ist zersprungen, zu glasdurchtränkten Körnerhäufchen geworden und durch Augitkränze gegen die Basaltmasse hin abgeschlossen; es haben sich eigentümliche Plagioklastafeln und Leisten

gebildet, welche in einem wasserhellen, einschlußfreien Rahmen einen durch Einschlüsse stark verunreinigten Kern zeigen. Weiter weg vom Einschluß verschwinden allmählich diese Feldspate, der Olivin nimmt die gewohnte Gestalt an und man gelangt in den normalen Basalt.

Diese Vorgänge modifizieren sich natürlich sehr mannigfach an verschiedenen Stellen und es treten nicht spärlich auch andere Mineralbildungen auf, so braune Hornblende nach v. Foullon in Einschlüssen des Basalts vom Bollberge bei Niemes in Böhmen, Glaukophan in Feldspateinschlüssen des Basalts vom Stempel bei Marburg nach Bauer.

Die Einschlüsse in den basaltischen Gesteinen geben oft Veranlassung zu einer Drusenbildung, welche mit der normalen drusigen Struktur nicht verwechselt werden darf. In derartigen Hohlräumen sind oft noch Fragmente des ursprünglichen Einschlusses vorhanden, welche nie innig mit der Gesteinsmasse verwachsen sind, sondern sich mit derselben nur an wenigen Punkten berühren. Bei Quarzeinschlüssen sind diese oft von kleinen grünen Augiten umgeben, denen eine glasig erstarrte Schmelzmasse tropfenartig anhängt. — Bei granitischen, syenitischen oder gneißartigen Einschlüssen ist der Glimmer, Granat und der Oligoklas z. T. eingeschmolzen, während Orthoklas und Quarz unverändert blieben. Die Reste des ursprünglichen Einschlusses liegen in einer Schmelzmasse, in welcher Augit, Magnetit und Eisenglanz, sowie Tridymit reichlich erscheinen. In den durch die Einschlüsse bewirkten Drusenräumen findet sich neben Tridymit auch Spinell, Titanit, Plagioklas und Quarz. — Für die äußerst interessanten Einzelheiten dieser schönen Beobachtungen muß ich auf die Arbeiten Joh. Lehmann's selbst verweisen, der sie entnommen wurden.

Bäckström lieferte eine eingehende Studie über die Veränderungen, welche granitische Einschlüsse in einem Diabas von Alsarp, Kirchspiel Vena, Bezirk Kalmar, und einigen Diabasen der Gegend von Christiania erlitten haben. Die Vorgänge sind sehr genau dieselben, wie sie oben S. 1299 vom Basalt geschildert wurden. Bei intensivster Einwirkung werden die farbigen Gemengteile der Einschlüsse vollständig aufgelöst und resorbiert, bei weniger intensiver liegen ihre Umwandlungs- und Schmelzprodukte noch mehr oder weniger an Ort und Stelle. Die Feldspate werden randlich geschmolzen und erscheinen »gekörnelt«, d. h. das Magma ist auf zahlreichen Spalten in das Innere eingedrungen und hat hier lösend gewirkt, z. T. unter Wiederausscheidung eines von dem Wirte verschiedenen Feldspats in paralleler Orientierung. — Oft haben sich im Innern eines solchen Feldspats kleinere und größere »Lösungsräume« gebildet, in denen dann ebenfalls ein chemisch verschiedener Feldspat parallel zum Wirt orientiert (Oligoklas in Mikroklin bei Alsarp) in Nadeln nach der Kante P : M nebst Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Pyroxen in langen Prismen und Quarz zur Kristallisation gelangten. Die Feldspatneubildungen haben sich auch an die äußeren Ränder des Feldspats angesetzt und bilden ferner selbständige Sphärolithe. Sekundär sind dann noch verbleibende Resträume mit Calcit und Chlorit ausgefüllt. — Der

Quarz der Einschlüsse ist stark korrodiert, enthält aber nicht die Glaseinschlüsse, die sonst so oft bei den Einschlüssen im Basalt angegeben werden. Auch um den Quarz kommen Anwachshöfe vor, Tridymitbildung wurde nirgends beobachtet. — Ebenso zeigte der Granat aus einem Pyroxengneißeinschluß randliche Korrosion unter Neuausscheidung eines Magnetithofes. — Um einen Quarzeinschluß im Diabas von Stabäk bei Christiania fand sich ein Hof von Chlorit und Magnetit, der wohl von einem ursprünglichen Augitkranz herrührt. — Der normale Diabas von Alsarp hat eine holokristalline Intersertalstruktur; gegen die Einschlüsse hin wird diese deutlich porphyrisch und Augit und Feldspat entwickeln sich idiomorph. Gegen die Quarzeinschlüsse hin entsteht noch eine innere Grenzzone, in welcher der Feldspat des Diabas in langen Nadeln ausgebildet ist, die sich sphärolithisch aggregieren und oft direkt an Quarz ansetzen, vielleicht dann auch mit Quarz durchtränkt sind. Ihr optischer Charakter bleibt durchweg negativ. — Auffallend ist in dieser sorgfältigen Untersuchung, daß der Spinell nicht erscheint, der in den granitischen Einschlüssen des Basaltes so regelmäßig und reichlich vorkommt.

Ähnliche Beobachtungen teilen Cohen und Deecke über Feldspateinschlüsse in Bornholmer Diabasen mit, und Klemm von der Sektion Neustadt-Hohwald in Sachsen. Zumal Klemm's Beschreibungen der Feldspateinschlüsse stimmen genau mit den Angaben Bäckström's (Niederneukircher Bahneinschnitt) und er fand auch die Augitkränze um Quarzfremdlinge mit nur wenig Biotit und opakem Erz, selten Feldspat, gemischt.

Hussak beschreibt olivinfreie Melaphyre von Paranapanema in S. Paulo, Brasilien, welche im Kontakt mit ? karbonischem Sandstein durch starke Aufnahme von Bruchstücken desselben ein endomorphes Kontaktprodukt liefern, welches aus einem Glase mit großen Mengen von Cordierit besteht. Das Glas enthält Wachstumsformen von Augit und Erzen, aber keinen Feldspat. Er vergleicht seine Beobachtungen mit dem Lavantbasalt und Cohen's Beschreibungen in der Karrooformation.

Die Einwirkungen der Diabas- und Melaphyrgesteine auf die von ihnen durchbrochenen und sie umgebenden Schichtgesteine, also die eigentlichen exomorphen Kontakthöfe der Diabase lassen sich in zwei sehr verschiedene Gruppen vereinigen. In der einen zeigen sich die Vorgänge im wesentlichen übereinstimmend mit denen in den Kontakzonen der Tiefengesteine; in der andern sind sie trotz mancher rein formalen Anklänge an diese doch ganz wesentlich davon verschieden. Man kann auch an den Diabasen, wo sich diese mit Tonschiefern und verwandten Schichtgesteinen berühren, verschiedene Grade der metamorphen Einwirkung und damit verschiedene Teilzonen in einer vollständig gedachten Kontaktzone unterscheiden, da ja die metamorphosierende Kraft mit der Entfernung vom Diabas abnehmen muß. Nun aber sind die Kontakthöfe um die Diabase, welche bald das Eruptivgestein vollständig einhüllen, bald nur im Liegenden, bald nur im Hangenden, wohl auch auf beiden Seiten verschiedenartig auftreten,

im allgemeinen sehr schmal, im Maximum wenige Schritt breit. So erklärt es sich denn, daß nur in selteneren Fällen in den Kontakthöfen die ganze Skala der Umwandlungsstadien, sondern meistens nur einzelne Glieder derselben entwickelt erscheinen.

Wir wollen die beiden verschiedenen Formen von Kontakthöfen um die Diabase und verwandte Gesteine als die Spilosit-Adinol-Kontakthöfe und die Hornschiefer-Kontakthöfe unterscheiden.

Nähert man sich in einem Spilosit-Adinol-Kontakthof vom unveränderten Schiefer her dem Diabas, so beobachtet man zunächst ein Dichterwerden und größere Härte in demselben mit begleitender Abnahme der Fissilität, auch wohl eine Farbenänderung; alsdann kommt ein Stadium, in welchem grüne, bei der Verwitterung rostrot werdende Flecke in der Gesteinsmasse auftreten, welche den Schiefern ein lebhaft an die Knotenschiefer der Granitkontakthöfe erinnerndes Aussehen erteilen. Man bezeichnet derartig veränderte Schiefer bekanntlich nach dem Vorgange Zincken's, der diese Metamorphose im Harz untersuchte, als Spilosite; die grünen, graugrünen oder rotbraunen Flecken laufen bisweilen randlich zu Bändern zusammen und dann nennt man die Gesteine nicht Fleckschiefer, Spilosite, sondern Bandschiefer, Desmosite. Bei noch größerer Annäherung an den Diabas geht die schiefrige Struktur mehr und mehr verloren, es entstehen im ungefärbten Zustande grau- bis gelblichweiße, ganz dichte, flachmuschlig und scharfkantig brechende, sehr kieselschieferähnliche Gesteine, die man Adinole nennt. Sie unterscheiden sich von den Kieselschiefern durch ihre allerdings nicht sehr leichte Schmelzbarkeit und durch die Ausbildung einer sehr charakteristischen mattweißen, kaolinhaltigen Rinde von sehr geringer Dicke. Durch organische Substanzen oder durch Eisenoxyde sind sie oft durchweg oder streifenartig, auch wolkig und in unregelmäßig verlaufenden Flecken schwarzgrau, rötlich, bräunlich oder gelblich, auch wohl grau, sehr selten grünlich gefärbt. Am häufigsten trifft man nun entweder nur die Adinolfacies oder nur die Spilositfacies in den Kontakthöfen der Diabase, oder doch eine dieser in vorwiegender Entwicklung.

Mit dem Wechsel im äußeren Habitus ist ein durchgreifender Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung verbunden, dessen Einzelheiten verhältnismäßig unabhängig sind von der ursprünglichen Zusammensetzung des Schiefermaterials — ein durchaus charakteristischer Unterschied gegenüber den Granit-Schiefer-Kontakthöfen. In diesen bleibt die chemische Zusammensetzung ferner annähernd konstant durch alle Glieder des Hofes, wenn man vom Wassergehalt und der organischen Substanz des Schiefers absieht, bei diesen Diabaskontaktgesteinen besteht ein durchgreifender Unterschied zwischen der chemischen Zusammensetzung der Adinole und derjenigen der Spilosite. Die Adinole sind reich an Kieselsäure

und Natron, entbehren der zweiwertigen Metalle dagegen fast vollständig, die Spilosite sind weit ärmer an Kieselsäure, ebenfalls natronreicher als die ursprünglichen Schiefer, dabei aber auch reich an Magnesia und Eisen. Die organische Substanz und der Wassergehalt der Schiefer scheinen sich auch in den Diabaskontakthöfen mit der Annäherung an das Eruptivgestein zu vermindern. — Adinole und Spilosite sind uns ihrem Wesen nach besonders durch Lossen's grundlegende Arbeiten bekannt geworden, ich lege der Darstellung daher auch die von ihm beschriebenen Harzgesteine zu Grunde, welche ich zumeist seiner Freundlichkeit verdanke. Die Resultate meiner eigenen Untersuchungen stimmen bis auf unwesentliche Einzelheiten genau mit seinen Angaben.

Betrachtet man einen recht dünnen Schliff einer vollendeten Adinole mit schwacher Vergrößerung, so zeigt er ein meistens überaus feinkörniges, farbloses Aggregat ohne irgend welche Gesetzmäßigkeit in der Anordnung, in welchem einzelne grünliche durchsichtige, und gelblichweiße, undurchsichtig trübe, das Licht stark reflektierende und diffundierende Flecken auffallen. Seltener heben sich einzelne größere einsprenglingsartig hervortretende farblose Kristalle ab; recht häufig dagegen ist das Präparat von gröberkörnigen Trümern durchzogen. In andern Adinolen zeigen sich außerdem unregelmäßig verteilte, oder auch in parallelen oder sanft gewellten Strängen das Präparat durchziehende Pigmentmassen (kohlige Substanzen oder Eisenoxyde). Beginnt man das Studium bei hinreichender Vergrößerung an den gröberkörnigen Trümern, so wird man in denselben bald zwei Substanzen unterscheiden: ein absolut farbloses, nirgends Spaltrisse oder chemische Veränderungen zeigendes Mineral, dessen mattest polarisierende oder isotrope Durchschnitte das Achsenbild einachsiger Körper mit positivem Charakter geben, und ein zweites, durch winzige Interpositionen von Flüssigkeiten, Gasen oder kleinen Kohleflitterchen etwas mehr getrübtes, farbloses, nach einer oder zwei Richtungen spaltendes, hie und da die Zwillingshalbierung oder polysynthetische Lamellierung der triklinen Feldspate aufweisendes Mineral mit geringerem Brechungsvermögen als das des Quarzes. Fehlt die Zwillingsbildung — und das ist sehr häufig der Fall — so werden die schwächst polarisierenden Körner und Individuen einen Achsenbalken eines zweiachsigen, andere lebhaft polarisierende gelegentlich sehr deutlich die positive Bissectrix eines zweiachsigen Kristalls erkennen lassen. Das erste Mineral ist Quarz, das zweite Albit, und diese beiden Substanzen bilden in innigem, oft auch für einen geübten Beobachter unentwirrbarem Gemenge die Hauptmasse der Adinolen, gegen welche alle andern Gemengteile der Quantität nach absolut zurücktreten. — Wendet man sich dann zu den grünen Flecken, so erkennt man darin kleine Häufchen von bald blättrigen und dann den parallelfasrigen Hornblenden der Variolite ähnlichen Aktinolithindividuen von grüner Farbe, oder aber längere Säulchen, die meistens in unordentlichen Gruppen zusammenliegen, sich seltener zu divergierenden Bündeln aggregieren. Auch vereinzelt begegnet man dem

Aktinolith in dem Quarz-Albit-Aggregat und dann ist er gar nicht selten vorzüglich scharf kristallisiert und besitzt gelegentlich die gelblichgrüne Farbe mancher alkalireichen Amphibole (Heinrichsburg bei Mägdesprung). Um die grünen Strahlsteinflecke herum findet sich gern in vereinzelten Körnern oder scharfen Kristallen fast farbloser bis gelblichgrüner Epidot, leicht kennbar an seiner Form, an dem höheren Brechungsexponenten und der bedeutend stärkeren Doppelbrechung gegenüber dem Strahlstein. Auch der Epidot ist in einzelnen Kristallen durch die ganze Gesteinsmasse zerstreut; doch scheint derselbe nie in den grobkörnigen Primärtrümern vorzukommen, die doch den Strahlstein recht häufig enthalten. — Die bei schwachen Vergrößerungen endlich graulichweiß bis gelblichweiß und opak aussehenden Flecken sind in guten Präparaten bald als Leukoxen (Titanit-) Aggregate mit oft noch erhaltenem Kern von Ilmenit oder Magnetit zu erkennen, oder sie lösen sich in äußerst stark licht- und doppelbrechende, kurze und gedrungene Rutilsäulchen und herz- oder knieförmige Zwillinge dieses Minerals auf, und auch der Rutil ist in allen Adinolen mehr oder weniger reichlich in einzelnen, bisweilen gar nicht kleinen Kristallen durch das ganze Gestein zerstreut. Zu betonen ist es, daß ich trotz der allgemeinen Verbreitung dieses Minerals dasselbe in den Adinolen niemals in der zarten Form der sog. Tonschiefernädelchen antraf. Recht große und deutlich pleochroitische gelbrote Rutilsäulen enthält eine Adinole vom Gitzhügel bei Hasselfelde.

Nicht in allen Adinolen, aber doch recht verbreitet, sind Pseudomorphosen von Limonit nach Pyrit, und dünne, blutrot durchsichtige Eisenglimmertäfelchen in recht vereinzelten Exemplaren. — Anatas wurde in recht stattlichen Kriställchen in den grobkörnigen Quarz-Albit-Trümern einer Adinole im oberen Schiebeckstal bei Harzgerode, vereinzelt im Gestein selbst an der Leinemühle bei Pansfelde wahrgenommen. Die Unterscheidung dieses Minerals vom Rutil kann bei der, die Formenerkennung sehr hindernden kräftigen Lichtbrechung große Schwierigkeiten darbieten und ich möchte glauben, daß öfters das für Rutil gehaltene Titanmineral mancher Adinole in Wirklichkeit Anatas ist (Allrode).

Von der Schieferflaser pflegt in den Adinolen nicht viel erhalten zu sein; aus ihr stammen offenbar die Striemen organischer kohliger Pigmente her, deren mehr geradliniger oder zierlich welliger, bald paralleler, bald sich flasrig kreuzender Verlauf offenbar durch die ursprünglich vorhandene Schieferflaser bedingt ist. Wo noch geringe Reste derselben vorhanden sind, da pflegen sich an und in derselben die Strahlsteinnadeln und Blättchen besonders anzuhäufen (Dornkopf zwischen Hasselfelde und Rübeland). Ziemlich reichlich trifft man sie in dieser Form noch erhalten in einer Adinole aus dem Feuersteingrund bei Mägdesprung: sie bildet hier ein Netzwerk, dessen Maschen von Albit und Quarz in solcher Anordnung erfüllt sind, daß nach dem Zentrum der Maschen hin das Korn entweder auffallend ab- oder zu-

nimmt und oft ein von dem Netzwerk her in derselben Richtung fortschreitendes Wachstum der Albitquarzmassen erkannt werden kann.

Es ist anzunehmen, daß manches, was aus dem Diabas-Kontakt als Kieselschiefer oder kieselschieferähnliche Massen von verschiedenen Autoren erwähnt wird, in Wirklichkeit zur Adinole gehöre. H. Preiswerk beschrieb und analysierte einen nach Art der Adinole veränderten Kalkschiefer vom Kontakt mit Grünsteinen im Bündner Schiefer zwischen Visp und Brieg im Wallis. Das veränderte Gestein besteht aus viel Quarz mit etwas Albit, Muscovit, aktinolithischer Hornblende, eisenarmem Epidot und Calcit. Oder es treten in den Kalkschiefern Knötchen von Albit mit viel Einschlüssen kohliger Substanz und viel Quarz auf. Er nennt diese Gebilde Albitschiefer.

Die Spilosite und ihre als Desmosite bezeichneten Verwandten besitzen als wesentlichsten Unterschied gegenüber den Adinolen stets in mehr oder weniger vollkommener Erhaltung die Schieferstruktur der Muttergesteine. Daher ist natürlich auch das Bild unter dem Mikroskop ein anderes, je nachdem man den Schnitt parallel oder senkrecht zur Schieferfläche gelegt hat. Innerhalb der Spilosite ist die Mannigfaltigkeit eine sehr große zufolge der höheren oder niederen Stellung, welche ein spezielles Vorkommen in der Reihe vom unveränderten Schiefer zu der Adinole einnimmt. Es gibt jedoch gewisse Charaktere, die alle Spilosite vom unveränderten Schiefer unterscheiden; dahin gehört es, daß alle Spilosite höher und gröber kristallin sind, als die Schiefer, aus denen sie hervorgingen, daß in den Spilositen allenthalben die Menge des organischen Pigmentes geringer ist, als in jenen, ja daß dieses recht bald bis auf winzige Reste zu verschwinden pflegt, daß endlich, von ganz vereinzelten Ausnahmen abgesehen, die Tonschiefernädelchen-Form des Rutils in dem Schiefer den Spilositen fehlt, daß in ihnen vielmehr der Rutil in dickeren und größeren Kristallen oder in Häufchen und Knäuelchen solcher auftritt. Auch wo einmal die Tonschiefernädelchen-Form erhalten bleibt (Herstein im Birkenfeldischen u. a. O., im Saar-Nahe-Gebiet), haben dennoch die Dimensionen zugenommen. Es hat also allenthalben in den Gesteinen eine durchgreifende Kristallisation stattgefunden. — Die Mineralien, aus denen alle Spilosite, die mir bekannt geworden sind, sich wesentlich aufbauen, sind heller Glimmer (Muscovit, Sericit), Chlorit, Quarz, Albit und Rutil. Von spärlicherer Verbreitung sind Asbest oder Aktinolithnädelchen, Titanit und Ilmenit, Karbonate, Turmalin (wohl aus dem ursprünglichen Schiefer übernommen), Pyrit; als Zersetzungsprodukt ist Limonit überaus häufig. Dieser mineralogische Bestand ist also nahezu der gleiche, wie bei den Adinolen. Aber die Menge des Quarzes ist in den Adinolen weit höher, als in den Spilositen; der Chlorit ist stets in bedeutender Menge in den Spilositen vorhanden; der ihm äquivalente Aktinolith der Adinole ist immer nur sehr spärlich eingestreut, kann sogar absolut fehlen, ohne daß dadurch der Charakter des Gesteins wesentlich geändert würde.

Betrachtet man nun einen Dünnschliff eines hochentwickelten

Spilosits bei schwacher Vergrößerung, so sieht man sehr zahlreiche grüne rundliche Flecken auf weißem Grunde, in welchem auch trübe, stark lichtzerstreuende graue oder gelbliche Flecke mehr vereinzelt liegen. Bei stärkerer Vergrößerung erkennt man das Mineral der grünen, bald kreisrunden, bald elliptischen oder mehr unregelmäßigen Flecken als schön schuppigen Chlorit; derselbe ist allenthalben mehr oder weniger untermengt mit farblosen Mineralien von körniger Beschaffenheit, Quarz und Albit. Die letzteren sind bald regellos zwischen die Chloritschüppchen eingestreut, bald häufen sie sich stark in deren Zentren, so daß der Chlorit um sie einen grünen Kranz bildet. Dann sind also in Wirklichkeit die den Spilositcharakter bedingenden Mineralkonkretionen nicht Chloritkugeln, sondern Quarz-Albit-Kugeln mit Chloritschalen. Rutil ist in der Regel nicht in diesen Flecken vorhanden; derselbe bildet, ebenso wie bei der Adinole, die stark lichtzerstreuenden, trüben Flecken bei schwacher Vergrößerung. — Die farblose Grundmasse besteht wesentlich aus Albitkörnern, nebst Quarzkörnern und gewöhnlich stark überwiegend aus farblosem Glimmer. Es fällt sofort auf, daß Albit und Quarz in der Grundmasse größere Dimensionen haben, als in den Chlorithäufchen; dasselbe Verhältnis beobachtet man noch evidenter bei dem farblosen Glimmer, wenn dieser sich auch in den Flecken, nicht nur in der Grundmasse findet. Bei hochentwickelten Spilositen liegt der Glimmer nicht genau in der Schieferungsebene, sondern bildet sehr zierliche divergentstrahlige oder rosettenförmige Aggregate, die zwischen gekreuzten Nicols überaus deutlich hervortreten (Klobe, Hang nach dem Drecktal, Sektion Derenburg, und zwischen Roßleich und Wildstein bei Treseburg, Harz). Bei minder entwickelten Spilositen findet man den Glimmer oft stark gestreckt parallel der Schieferfläche, und zwar am stärksten um die Chlorithäufchen. Man sieht dann zwischen gekreuzten Nicols jedes Chlorithäufchen nach zwei diametral gegenüberliegenden Richtungen von parabolischen Glimmerhöfen umgeben. Bei noch geringerer Entwicklung fehlt auch diese Streckung und der Glimmer ordnet sich als kreisförmiger Hof um die Chlorithäufchen, bis endlich auch dieser undeutlich wird und das Gestein das Aussehen eines normalen Schiefers mit grünen Flecken annimmt. In derselben Reihenfolge vermindert sich auch die Korngröße der Gemengteile der Grundmasse und diejenige des Chlorits in den Flecken. Zuletzt werden die Grenzen der Flecken verwaschen, der Gegensatz von Grundmasse und Flecken verliert sich; Chlorit ist allgemein, wie in den Schiefern, vorhanden, Rutil tritt in der Form der Tonschiefernadeln auf und man ist im normalen Gestein angekommen.

Auch in den Spilositen und Desmositen (letztere entstehen durch randliches Verfließen der Chlorithäufchen zu mehr oder weniger kontinuierlichen Bändern) sind Trümer von Quarz-Albit-Aggregaten eine gemeine Erscheinung; ja, dieselben treten noch in dem anscheinend unveränderten Schiefer auf und gehören mit der Umformung des Rutils aus der Tonschiefernädelchenform zu größeren Säulen und Körnern

zu den am weitesten vom Diabas weg zu verfolgenden Kontaktphänomenen.

Die atmosphärische Verwitterung zersetzt den Chlorit zu Karbonaten, Limonit und Quarz; in verwitterten Spilositen erhält man daher statt der grünen Flecken auf weißem Grunde rostrote. — Die geschilderten Erscheinungen wurden vorwiegend an Harzer Spilositen verschiedener Fundorte studiert; ich erwähne außer den genannten noch die Heinrichsburg bei Mägdesprung, das Lupbodetal, Rammelberg bei Wippra, Degnershausen, Allerode und Forstort Ruhehoy, nördlich von Reichenberg bei Elbingerode. Der Spilosit von Degnershausen enthält die schönsten Quarz-Albit-Schnürchen mit großen Chlorittafeln. Die Albitkristalle sitzen in herrlichen strahligen Gruppen auf den Trumwänden auf.

Ganz analog sind in allen wesentlichen Punkten die Spilositbildungen an den Diabasen des linksrheinischen Devon der Saar- und Moselgegenden, in denen L. van Werveke zuerst die von Schenck im Diabaskontakt des oberen Ruhrtales beobachteten opaken Flecke chemisch als Titansäure erkannte. Ich muß auch hier bemerken, daß nicht unwahrscheinlich manches bei den Spilositen als Rutil Angesprochene zum Anatas gehören mag. In den Kontaktzonen des linksrheinischen Diabas erreicht indessen nach den mir bekannt gewordenen Vorkommnissen und nach den mir von van Werveke freundlich zu Gebote gestellten handschriftlichen Mitteilungen die Spilositbildung niemals den hohen Grad der Entwicklung, wie am Harz, z. B. im Drecktal, an der Rammelburg u. a. O. — Meine Beobachtungen an den z. T. von van Werveke (N. J. 1884. II. 225) kurz erwähnten Gesteinen stimmen ganz mit den Angaben desselben überein bis auf den von van Werveke z. T. wohl vielfach zu gering veranschlagten Albitgehalt der Spilosite. Zu diesen linksrheinischen Spilositen gehört auch das altbekannte und in den Sammlungen viel verbreitete Vorkommen von Herrstein bei Oberstein a. d. Nahe, in welchem der Rutil die Tonschiefernädelchenform bewahrt hat. — Doch findet sich in diesem Gebirge eine sonst noch nicht beschriebene Abart der Spilosite im Hangenden und Liegenden der Diabase zwischen Crutweiler und Staadt und zwischen Thaben und Staadt an der Saar, in deren Beschreibung ich der handschriftlichen Darstellung van Werveke's wesentlich folge.

Makroskopisch ist diese Gruppe durch helle Flecken in einer dunkleren Schiefermasse charakterisiert, welche ihrerseits durch zahlreiche Glimmerkonkretionen gekennzeichnet ist, die sich von der durch Chlorit gefärbten Hauptmasse gut abheben. Die Flecken bestehen im erstgenannten Gestein vorwiegend aus Quarz (wohl mit Albit) mit zwischengeklemmtem Chlorit und einer opaken Substanz in geringer Menge, während die Grundmasse aus Chlorit, hellem Glimmer in rundlichen Konkretionen und einzelnen Blättchen, Quarz und reichlichen Mengen des opaken Gemengteils aufgebaut ist. Letzterer stellt wohl Pseudomorphosen nach Ilmenit dar. Da der Rutilgehalt des unveränderten

Schiefers nahezu vollständig verschwunden ist, so darf man wohl nach VAN WERVEKE's Ansicht annehmen, daß derselbe zu der Bildung von Ilmenit verwendet wurde, aus welchem dann die opaken Gemengteile des Schiefers und seiner Flecken durch Zersetzung hervorgingen. — Im Hangenden und Liegenden des Diabas zwischen Thaben und Staadt enthalten die Flecken mehr hellen Glimmer als Chlorit, beide gewissermaßen eingebettet in ein körniges Aggregat von sicher bestimmbarem Albit und Quarz, in welchem sich auch in geringer Menge kurze gedrungene Rutile und die eben erwähnten opaken Substanzen finden. Die Schiefermasse ihrerseits besteht aus rundlichen bis ovalen Konkretionen von hellen Glimmerblättchen in meistens regelloser Anordnung, in deren Mitte oft ein oder mehrere Körner des opaken Erzes liegen und welche verbunden werden durch grüne Aggregate von Chloritschuppen, in denen Apatitsäulchen und -Säulenglieder, Rutil und Körner des opaken Erzes eingebettet sind. Um das letztere ordnet sich der Chlorit fast stets radial. Quarz und Albit erscheinen in der Grundmasse nur in vereinzelten Körnern, deren Dimensionen mit Annäherung an den Diabas wachsen. In dem am Diabas zunächst liegenden Fleckschiefer bildet der Albit große polysynthetisch verzwillingte Individuen.

C. CHELIUS fand Adinolbildungen an den Diabasen des nördlichen Odenwaldes, welche letztere von Norden nach Süden, d. h. mit Annäherung an den Diorit, mehr und mehr amphibolitischen Charakter annehmen. Diabas und Amphibolite, sowie die daran geknüpften Adinole gehören nicht zum eigentlichen Gneißgrundgebirge, sondern zum metamorphen rheinischen Schiefergebirge.

CH. BARROIS fand an den Diabasgängen des Plateau Menez Hom bei Brest symmetrische und nur wenige Zentimeter breite, an den Diabasergüssen deutlichere und 3—5 m im Durchmesser haltende (Cap de la Chèvre) Desmosit- und Spilositbildungen, bald im Liegenden, bald im Hangenden, bald beiderseits. Die Schiefer enthalten in mehreren Lagen kiesige Quarzknauer, in denen sich die Petrefakten finden. Im normalen Schiefer bestehen sie aus kleinen, eckigen, dichtgedrängten Quarzkörnchen mit Pyrit und Limonit; im metamorphosierten Zustande zeigen sie eine 3—4 mm dicke Schale aus sehr kleinen Körnchen von Quarz und Feldspat, aus Pyritstaub mit etwas Titanit und Limonit und einen Kern aus grobkörnigen Quarz-Albit-Aggregaten mit Pyritkristallen und Limonitpseudomorphosen. Die Analyse ergab eine Zusammensetzung aus etwa 10% Quarz, 72% Albit, 12% Pyrit und 1% Calcit (Sa. 95%). — Kalkstein ist im Kontakt mit Diabas an dieser Lokalität (Menez Hom) marmorisiert.

R. BECK beobachtete Spilositbildung an den Schiefern der Sektion Adorf (Voigtland) an der Grenze gegen die randlich verdichteten Diabase. Am unmittelbaren Kontakt ist der Schiefer hornfelsartig (? Adinol), kompakt, ohne Schieferung, grünlichgrau bis graulichweiß, am Stahl funkend. Die Rutilnadeln sind verschwunden, Calcit und Plagioklas sind angereichert. (Aber das erklärt nicht die Härte.)

Maynard Hutchings beschreibt Spilosite und Desmosite im Kontakt des Whin Sill von Falcon Clints, welche neben Feldspat (vorzugsweise Albit) und Quarz auch Anthophyllit und Andalusit führen und daneben in beträchtlicher Menge eine amorphe, sehr wasserreiche Basis.

J. M. Clements beschreibt eine ausgedehnte Spilosit-Desmosit-Adinol-Kontaktzone am Diabas in den unterhuronischen Schiefern unfern des Dorfes Mansfield im Tal des Michigamme-Flusses auf der Oberen Halbinsel von Michigan. Nach seiner Beschreibung stimmt dieselbe in allen wesentlichen Eigenschaften mit den europäischen Vorkommnissen. Auch die Abart der Spilosite mit hellen Flecken wird angegeben, Chemisch findet sich hier indessen mit der gewöhnlichen Anreicherung an Na_2O zugleich eine solche an CaO und MgO.

Die zweite Gruppe von Kontaktgebilden am Diabas und verwandten Gesteinen ist dadurch charakterisiert, daß die Verteilung der verschiedenen Gemengteile eine gleichmäßige, nicht mehr verschiedenartig konkretionär gehäufte und gesonderte ist. Diese Art der Ausbildung kommt am Harz, in der Saar-Mosel-Gegend und nach neueren Forschungen auch sonst vielfach vor. Dann entstehen Diabas-Schiefer-Kontaktgebilde, die man wohl als Hornschiefer zusammenfassen kann. Sie gehen einerseits durch Strukturänderungen in die Spilosite, andererseits durch Abnahme der Fissilität in hornfelsähnliche Gebilde über.

Solche Hornschiefer beschreibt Schenck recht ausführlich aus dem Diabaskontakt von Bochtenbeck bei Niedersfeld, vom Kuhlenberg und Silberberg bei Silbach und von Hillkopf im oberen Ruhrtal. Die Zusammensetzung der Hornschiefer ist am erstgenannten Orte durchaus diejenige der gut entwickelten Spilosite; Schenck beobachtete ganz richtig das Verschwinden der Tonschiefernädelchen und des organischen Pigmentes, nur erkannte er die neue Form nicht, in welcher der Rutil ausgebildet ist. Auch die eigentümlich strahlig divergente Anordnung des hellen Glimmers entging ihm nicht. Mit weiterer Annäherung an den Diabas geht dieser Hornschiefer in ein Gestein über, welches Schenck »grünen Hornfels« nennt und das nach seiner Beschreibung genau einem normalen, nicht mehr ganz frischen, feinkörnigen Spilosit entspricht, welcher nur recht unvollkommene Schieferung besitzt und dessen Rutilgehalt in außergewöhnlicher Weise in den Chlorithäufchen konzentriert wurde. Schenck's unmittelbar am Diabas liegender »blauer Hornfels« ist dann ein grobkörnigerer, in Desmosit übergehender, hornfelsähnlicher Spilosit, in welchem der Rutil mehr gleichmäßig durch das Gestein zerstreut ist. Die blaue Farbe desselben ist durch fein verteilte Erzkörnchen bedingt, welche für Ilmenit gehalten werden. An den übrigen Lokalitäten kehren dieselben Kontaktgebilde wieder, nur fehlen die höchstgradig veränderten, die »blauen Hornfelse«. Bei Hillkopf wurde ein »weißer Hornfels« beobachtet, welcher nach Analyse und Beschreibung einer Adinole entspricht, deren Albit in Kaolin umgewandelt ist.

Ziemlich abweichend von den normalen Verhältnissen scheinen die

Hornschiefer am Wollenberg bei Wetter und im Kellerwald nach den Schilderungen Bücking's und Chelius' entwickelt zu sein.

Auch Michel-Lévy schildert die Kontaktprodukte, welche im Mâconnais die Diabase in den sie beherbergenden cambrischen Schiefern und Quarziten hervorgebracht haben. Er unterscheidet zwei Gruppen: 1. die schistes amphiboliques, 2. die cornes vertes. In den ersteren (von Jullié und Veaux), welche stets grün gefärbt sind, besteht die Hauptmasse des Gesteins aus einer amorphen tonigen Substanz, in welcher Quarzkörner eingesprengt sind und welche annähernd parallel zur Schichtung von einem wirren Gewebe sehr kleiner und einzelner größerer Amphibolnadeln durchspickt ist, denen Magnetitkörner und kleine Pyritnester beigemengt sind. — Die cornes vertes sind vollkommen dicht, oft grau und grün gebändert und haben splittrigen Bruch. Die grünen Bänder haben die Zusammensetzung der schistes amphiboliques, aber weit feineres Korn; die grauen oder auch wohl gelblichen Bänder enthalten statt des Amphibols einen Pyroxen oder Epidot, denen sich Titanit zugesellt. Auf Trümchen im Gestein erscheinen Oligoklas und wahrscheinlich Wollastonit, auf größeren Adern (zwischen Cressy-sur-Somme und Luzy) Granat, Epidot und Pyrit. — Diese Dinge erinnern an die Grünschiefer von Hainichen und deuten mehr auf Diabastuffe als ursprüngliches Substrat, denn auf Quarzite und Tonschiefer.

Herrn Prof. Bücking verdanke ich einen Hornschiefer vom Kontakt des »Hypersthenfels« (Diabas) mit Unterem Rotliegendem zwischen Schnellbach und Nesselhof in Thüringen. Derselbe besteht aus Quarz und ungestreiftem Feldspat (letzterer in recht zierlichen Kristallen) nebst Chlorit und nicht spärlichen Blättern von braunem Biotit, sowie etwas Eisenglimmer in blutroten Täfelchen. Der Biotit ist sonst der charakteristische Gemengteil der Tiefengesteinskontakthöfe. Auch Lossen (Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 508) beschreibt einen Hornschiefer der Lebacher Schichten im Kontakt mit dem Tholeiit vom Schaumberge bei Tholey, der schwärzlich grau und weißlich grau gebändert ist. Die hellen Lagen enthalten viel Orthoklas und Chlorit, der vielleicht aus Biotit hervorging. Er meint, daß die normalen Kontaktgebilde der Diabase sehr ähnlich denjenigen der Granite seien, indem er an das Vorkommen von Chiastolith* in solchen von der Voigtsstiege bei Wernigerode, am Lietheberg bei Pansfelde am Harz u. a. O. erinnert, und daß die Spilosit-Adinolbildungen an stark gefaltetes Gebirge gebunden seien. Aber warum treten dann nicht Spilosite und Adinole im Granitkontakt stark gefalteter Gebirge auf?

Greim fand die Cypridinenschiefer der Umgebung von Weilburg am Diabas nach Art der Granitkontaktbildungen z. T. unter Entwicklung von Andalusit verändert und betont dabei das Auftreten einer isotropen Grundmasse. Die Kalklinsen des Schiefers sind in Kalksilikathornfels mit zierlichen Granatrhombendodekaëdern und einem für Pyroxen

* Auch Eb. Rimann gibt Chiastolithschiefer aus dem Kontakt des Diabas von Köditz im Fichtelgebirge an.

gehaltenen Mineral umgewandelt. Chemisch sind hier die Schiefer mit Fe und Na angereichert. Er kommt zu der Ansicht, »daß die Kontaktgesteine erst nach dem Entstehen der Schieferung und nach Aufrichtung der Schichten entstanden seien. Dann kann aber auch der Diabas erst nach Aufrichtung der Schichten seinen verändernden Einschluß auf die Nebengesteine dadurch geltend gemacht haben, daß er aus ihnen durch Fe- und Na-Zufuhr und durch Umkristallisieren Kontaktgesteine bildete, die den vom Granit bekannten ähneln, während er sich selbst umwandelte in ein viridit- und leukoxenhaltiges Gestein.«

Harker beobachtete die Bildung von Granat und Analcim in karbonischen Mergelschiefern an einem Olivindiabasgang bei Plas Newydd auf Anglesey; selbst die in körnigen Kalk umgewandelten *Productus*-Schalen enthalten Analcim* und sind damit überkleidet. — Stecher fand in den karbonischen Sandsteinen der Salisbury Crags bei Edinburgh im Diabaskontakt Augitbildung und in den kohligen Schiefern ein Verschwinden des kohligen Pigments.

Beaugey wies in dichten grauen Kalken am Kontakt mit gabbroidem Diabas bei Bedous (Basses-Pyrénées) eine Dolomitisierung und eine Anreicherung mit Roc-tourné-Zwillingen von Albit nach. — Ebenso fand er Albit und Dipyr in den grauen Kalken am Ophitkontakt in dem Bahneinschnitt zwischen Bayonne und Ossès vor dem Tunnel von Villefranque (Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 59).

Lacroix beschrieb die Kontaktwirkungen der Ophite des Nordabhangs der Pyrenäen auf Kalkstein, Mergel und Sandstein. In den Kalken haben sich Dipyr, Albit, Quarz, Biotit, Leuchtenbergit, Klinochlor, Aktinolith, Tremolit, Turmalin, Apatit, Rutil, Titanit, Pyrit, Magnetit und Hämatit gebildet. Die mergeligen Kalke werden zu Hornfelsen umgewandelt, die in einer Grundmasse aus Biotit kleine Einsprenglinge von Quarz, Rutil und Turmalin und große von Dipyr, Aktinolith und seltener Albit enthalten. Auch in den Gipsen und Anhydriten, welche die mergeligen Kalke begleiten, treten diese Mineralien auf, so daß Lacroix die Gipsbildung für einen späteren Akt als die Metamorphose der Kalke hält. — Die Sandsteine (Lez, Cierp) sind zu Quarzit geworden mit akzessorischem Tremolit, Aktinolith, Dipyr und Titanit. — Curie und Flamand geben dieselben Neubildungen aus Gipsen und Kalksteinen an, welche die Ophite in Algier begleiten.

Eck beschreibt eingehend die früher von Kloos untersuchten metamorphen Schiefer der devonischen Übergangsformation im Eberbachtal und in der Schindelklamm am Ebersteinberg bei Baden im Kontakt mit dem unteren und oberen Diabaslager als turmalinführende Sericitschiefer, gebänderten Hornschiefer, Biotithornschiefer, epidotführende Biotithornschiefer mit gelegentlichem Granatgehalt. Strahlstein und trikliner Feldspat, brauner und grüner Biotit, Muscovit, Quarz,

* Man könnte vermuten, daß die von mehreren Autoren beobachtete isotrope Substanz in den Kontaktgebilden an Diabasen, die sie als eine Glasbasis deuten, Analcim sei.

Turmalin und Erze sind die mannigfach vergesellschafteten Gemengteile. Eck betrachtet diese Gesteine, unter denen Fleckschiefer mit dunklen und hellen Flecken auftreten, als »im Kontakt mit mittelkörnigem, diabasartigem Gestein veränderte, kalkfreie oder kalkführende Schiefer«. — Der Biotitgehalt ist auf die unmittelbare Nähe des Eruptivgesteins beschränkt, muscovithaltige Kontaktgesteine treten erst in größerer Entfernung auf. Als Verschiedenheiten in den Vorkommnissen des Eberbachtales und der Schindelklamm gibt Eck an: 1. Die unteren Biotithornschiefer des Eberbachtales enthalten neben Biotit keinen Chlorit, die entsprechenden Gesteine der Schindelklamm enthalten Biotit und Chlorit. — 2. in den Schiefern unter dem oberen Diabas des Eberbachtales fehlt Chlorit neben Biotit und Muscovit, in der Schindelklamm begleitet er sie; — 3. die oberen Biotithornschiefer des Eberbachtales sind nicht schiefrig, die der Schindelklamm sind es; — 4. die oberen epidotführenden Biotithornschiefer des Eberbachtales haben keinen Muscovit, die der Schindelklamm haben ihn; — 5. die obersten Schichten des Eberbachtales führen Biotit, Muscovit und Chlorit, die der Schindelklamm nur Chlorit. Die Verschiedenheit der Kontaktgesteine im Eberbachtale und der Schindelklamm ist Eck geneigt, einer späteren Beeinflussung durch den Badener Granitit zuzuschreiben. Die sericitischen Schiefer, die Uralitisierung des Diabas, die Umwandlung des untersten Lagers in aktinolithischen Flaserdiabas und die körnige Beschaffenheit der Kalksteinlager möchte er auf eine Dynamometamorphose beziehen.

Der intrusive Olivindiabas in den Sandsteinschiefern der Karroo-Formation hat diese nach Cohen (zumal an dem Tafelberg Vollkranz im Oranje-Freistaat) zu geflammten und lyditartigen »Hornfelsen« umgewandelt, für welche die Neubildung von Biotit und die konkretionäre Anhäufung der Neubildungen charakteristisch ist. Der ganze Vorgang hat manche Analogie nach Cohen mit den Granitkontakthöfen, keine mit der Adinol-Desmositbildung an den Diabasen. Eine chemische Beeinflussung der Sandschiefer hat nicht stattgefunden; die Verwitterungsrinde der lyditähnlichen »Hornfelse« ist rostbraun, nicht weiß, wie bei den Adinolen. — Ebenso fand Maynard Hutchings die Umwandlung der unterkarbonischen Kalksteine, Tonschiefer und Sandsteine im Kontakt mit dem Great Whin Sill nach Art der granitischen Kontaktzonen entwickelt.

Andreae und Osann untersuchten die Kontaktzone der Schiefer im Liegenden des Diabas bei Weehawken in New Jersey. Die unveränderten Schiefer bestehen aus einem feinklastischen Gemenge von Feldspat und Quarz mit Chlorit und Glimmer und sind schwarz durch ein leicht verbrennbares kohliges Pigment. Turmalin- und Tonschiefer-Nädelchen fehlen vollständig. Die Kontaktprodukte sind: 1. Normale Hornfelse, durchaus mit dem Charakter der Tiefengesteins-Hornfelse, 2. dieselben mit reichlichem Turmalin, 3. wahrscheinlich aus Arkosen hervorgegangene Kontaktgesteine mit fasriger grüner Hornblende und 4. Kalksilikathornfelse. Die Hornfelse sind dichte braune bis dunkel-

graue Gesteine mit reichlichem Biotit und 2. mit zahlreichen, parallel, quer und senkrecht zur Schichtung liegenden Einsprenglingen von 3 mm langen und 1 mm dicken Turmalinprismen, die stets einen hellen, biotitfreien Hof haben. Der Turmalin hat gern lappige und zerrissene Formen, wie der Andalusit in Granitschieferkontakthöfen; er ist grau bis rostbraun durchsichtig, zonar gebaut. Die Hauptmasse der Hornfelse ist Feldspat und zwar viel Plagioklas neben ungestreiftem Feldspat. Quarz fehlt ganz. — 3. sieht buchitähnlich aus; Quarz und Feldspat (darunter viel Plagioklas) bilden die Hauptmasse und greifen in der für Hornfelse charakteristischen Weise zackig ineinander ein. Zu ihnen gesellen sich grüne, fasrige Hornblende und vereinzelte Zirkonkörner. — Die Kalksilikathornfelse bestehen aus farblosem Pyroxen, Tremolit, Granat, Vesuvian, Epidot, Biotit, etwas Feldspat und Titanit nebst spätigem Kalk. Ein lagenartiger Farbenwechsel ist bedingt durch lagenweises Herrschen von Diopsid in den hellen, Aktinolith und Biotit in den dunkleren Lagen.

Gürich beobachtete, daß die Tonschiefer Niederschlesiens im Kontakt mit Diabas ihre Schieferung verlieren und massigen Habitus annehmen, gleichzeitig entwickeln sich in ihnen Rostflecke, welche von verwitterten Dolomitrhomboëdern herrühren.

Verbeek beschreibt die Umwandlung von Culmschiefer in »Kieselschiefer« am Kontakt des Diabas an der Westküste von Sumatra und diejenige von Culmkalk in Granat-Vesuvian- und Granat-Malakolith-Gesteine (Goenoeng Bessie und Siboemboen-Gebirge).

Auch die pneumatolytischen Kontaktbildungen der Granite finden ihre, wenn auch meistens wenig ausgesprochenen Analoga in den Kontakthöfen der Diabase. Ich rechne dahin den Turmalinreichtum am Kontakt des Diabas von Weehawken in New Jersey und das gelegentliche Vorkommen von Axinit am Diabaskontakt (Mägdesprung im Harz, Rheinisches Schiefergebirge). Das schönste Vorkommen aber beschrieben Slavik und Fišer. Sie fanden im Hangenden eines Diabaslagers in den Graptolithenschiefern bei Listič in Böhmen das Sediment in eine dichte, lichtaschgraue, harte, adinolartige Masse umgewandelt, die fast ausschließlich aus einem körnigen Datolithaggregat besteht. Sie nehmen an, daß dieser Datolithfels aus dem Graptolithenschiefer selbst hervorgegangen ist. Da aber dieser außer herrschendem Quarz, tonigen, chloritischen und kohligen Substanzen nur sehr wenig Feldspat führt, der Datolithfels aber nur 3.4% Al_2O_3 neben 25.6% CaO enthält, so scheint es mir wahrscheinlicher, daß dieser aus einer Mergellinse im Schiefer hervorging.

Die Tuffe der Basalte, Melaphyre und Diabase.

Als Tuffe der Basalte sind hier nur solche Gesteine zusammengefaßt, welche nachweislich aus losem Auswurfsmaterial basaltischer Gesteinsmassen (Aschen, Lapilli) durch spätere Cämentierung zu festen

Felsarten geworden sind. Ausgeschlossen sind solche konglomeratische Gesteine von basaltischem Material, die aus der mechanischen Zerstörung fester Basaltmassen hervorgegangen sind. Soweit echte Basalttuffe mir durch Autopsie oder aus den zahlreich vorliegenden Beschreibungen von Behrens, Berwerth, Bréon, Doss, Eichstädt, Hofmann, Hussak, Penck, Renard, Schirlitz, Sommerlad, Svedmark, Vélain, Wichmann, Zirkel und anderen Autoren bekannt geworden sind, ist zu konstatieren, daß Kristalltuffe ganz außerordentlich selten zu sein scheinen. So erwähnt unter den angegebenen Autoren nur Schirlitz einen basaltischen Kristalltuff aus einem Seitentale des Bjarnadalr auf Island, derselbe ist zusammengesetzt aus Individuen von Augit und Olivin, die von einem Zeolithcäment verkittet werden. — Die mikroskopischen Eigenschaften der aus normalen Basaltlapilli aufgebauten Basalttuffe, deren Cäment meistens durch ein Karbonat (Calcit, Aragonit) oder Limonit, seltener durch Zeolithe oder ein Mineral der Delessitfamilie, noch seltener durch Opal oder Chalcedon gebildet wird, sind, von dem Cäment abgesehen, diejenigen der kompakten, vitrophyrischen Basalte.

Eine eigentümliche Stellung nehmen jene basaltischen Tuffe ein, welche Sartorius von Waltershausen nach sicilianischen Vorkommnissen Palagonite* genannt hat. Das Charakteristische dieser Gesteine, deren Verbreitung eine sehr weite ist, liegt darin, daß sie im reinen und ursprünglichen Zustande aus Lapilli von Basaltgläsern bestehen, in denen kristalline Ausscheidungen nur eine geringe Bedeutung haben, und welche durch ein aus der hydrochemischen Umbildung des Basaltglases selbst hervorgegangenes Cäment mannigfacher Art verkittet sind. Die erste mikroskopische Beschreibung solcher Palagonite bezog sich auf Gesteine von Island, welche nach Keilhack der älteren miocänen Basaltdecken-Formation dieser Insel (Seljadalr, Insel Vidoe bei Reykjavik) angehören, von Sicilien (Aci Castello, Aci Reale, Militello), von den Galopagos-Inseln (St. James) und von Java (Djampang Kulon). Durchaus analoge Vorkommnisse wurden später durch Bréon, Penck und Schirlitz z. T. von andern isländischen Vorkommnissen, durch Penck von mehreren Punkten Deutschlands, durch Hussak (Ban im Baranyer Comitat), durch Hofmann (Szigligetberg und Leanyvar bei Battina am Plattensee), durch Eichstädt und Svedmark (Djupadal in Schonen), durch Renard (Christmas Harbour auf Kerguelen's Land), durch Vélain (Insel St. Paul und Amsterdam in der Südsee und von der Oster-Insel oder Rapa-Nui im Großen Ozean), durch Doss (Gebel Set, östlich von Diret-et-Tulul im Hauran-Gebirge), durch Rosiwal von

* Was man Hullit im irländischen Basalt genannt hat und was Teall als Palagonit in olivinarmen Basalten von Franz-Josephs-Land beschrieb, ist ein Umwandlungsprodukt von eisenreicher Basaltglasbasis, das sich nicht nur im Gestein selbst, sondern auch in den Blasenräumen des Gesteins findet und etwa dem Nigrescit Hornstein's in den Basalten des Maintals entspricht. Mit dem Palagonit sensu stricto hat diese Substanz nichts zu tun, entspricht ihm auch nicht im mikroskopischen Habitus und physikalischem Verhalten (Q. J. G. S. 1897. LIII. 485).

Let Marefia in Abessynien, durch WICHMANN (Insel Futuna und Insel Munia), durch ZIRKEL (Südende der Kawsoh Mountains, Hot Springs, W. von den Kawsoh Mountains, Black Rock, Basalt Ridge, O. vom Grass Cañon, Pah-tson Mountains), durch F. BECKE (Columbretes) beschrieben. — In den Palagoniten treten zu den, die Hauptmasse bildenden Glaslapilli und ihren Umwandlungsprodukten auch mehr oder weniger lose Kristalle (Augit, Olivin, Feldspat), und Bruchstücke fremder Gesteine als Gemengteile hinzu. So bilden sich durch Zunahme der letzteren allmähliche Übergänge in gewöhnliche Basalttuffe. Man nennt nur solche Gesteine, die ganz, oder doch sehr vorwiegend aus Glaslapilli und ihren Umwandlungsprodukten bestehen, Palagonit oder Palagonitfels, solche dagegen, in denen diese nur noch in untergeordneter Weise vorkommen, Palagonittuffe. — Durch Einschlüsse von Organismen erweisen sich manche der Palagonitfelse und Palagonittuffe als submarine Bildungen; es wäre jedoch voreilig, wollte man allen verwandten Gesteinen denselben Charakter zuschreiben.

In der folgenden Beschreibung ist nur auf die Palagonitfelse oder eigentlichen Palagonite, nicht auf die Palagonittuffe Rücksicht genommen. Daß die Palagonite z. T. zu den olivinfreien, z. T. zu den olivinhaltigen Basalten gehören, geht einmal aus den in den Glaslapilli derselben ausgeschiedenen Mineralien, andererseits aus dem geologischen Verbande hervor. So erwähnt VÉLAIN von den Vorkommnissen von St. Paul und Amsterdam direkt ihre Zugehörigkeit zu olivinfreien Basalten.

Die Form der Glaslapilli, deren chemische Zusammensetzung nach den vorliegenden Analysen von SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN und VÉLAIN recht genau mit derjenigen eines wasserfreien Basaltmagmas stimmt, ist rundlich, elliptisch, oder unregelmäßig eckig mit oft konkavbogenförmigen Durchschnitten. Ihre Dimensionen sind stets sehr geringe, und gehen wohl nur selten über die einer Erbse hinaus. — Sie sind stets mit braunen oder roten Farben in verschiedenen Nuancen durchsichtig. Dadurch daß Teilchen dieser Glasmasse in den im Palagonit vorkommenden Mineralien eingeschlossen sind, erweisen sich die letzteren als echte Ausscheidungen aus einem Gesteinsmagma, welches eben zum größten Teile in dieser Form zur Erstarrung gelangte, und, wie die Zusammensetzung des Palagonits aus Körnern dartut, nicht in zusammenhängenden Lavaströmen, sondern in der Form von Aschenregen zum Ausbruch kam. Die Verfestigung dieser losen Aschenmassen zu dem Basalttuff, den wir Palagonitfels nennen, war ein sekundärer, wahrscheinlich hydrochemischer Akt, und das Cäment wurde dabei anscheinend nicht von außen zugeführt, sondern von der überaus leicht zersetzbaren Glassubstanz der Aschenteilchen selbst geliefert. Es berühren sich nämlich die einzelnen, an den meisten Lokalitäten lederbraunen, seltener roten oder gelbroten Glaskörner, welche SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN als selbständige Mineralspecies ansah und Sideromelan nannte, nicht unmittelbar, sondern jedes Glaskorn (Sideromelan) ist von einem heller gefärbten, auch wohl graugrünen Bande umgeben, welches nachweis-

lich ein Umwandlungsprodukt desselben ist. Diese Bänder, deren Breite in den verschiedenen Palagonitvorkommnissen je nach dem größeren oder geringeren Betrage molekularer Umwandlung eine sehr verschiedene ist, verschwimmen ineinander. Die Bandsubstanz ist z. T. ebenfalls amorph, z. T. ein sehr kryptokristallines Aggregat, an welchem man gelegentlich eine radialfasrige Struktur und dann auch sehr schwache Interferenzkreuze beobachten kann. Dieselbe dürfte bei verschiedenen Vorkommnissen sehr verschiedener Art sein. Bréon und Doss deuten sie z. T als Kieselsäure in innigem Gemenge mit Eisenhydroxyd (Island) oder mit Aragonit (Syrien). In den mir zu Gebote stehenden Palagoniten löste sich die Bandsubstanz meistens recht leicht in Salzsäure ohne Brausen und die Lösung enthielt neben wenig Alkalien viel Kalk, Magnesia, Eisen, Tonerde und Kieselsäure. Mit dieser Bandsubstanz sind oft zeolithische farblose Mineralien, seltener Karbonate innig durchwoben; in andern Gesteinen erfüllen diese Substanzen die Lücken zwischen den Hüllen der Sideromelan-Lapilli, selten ersetzen sie diese Hüllen (St. James). Ebenso selten scheint es zu sein, daß sowohl die Bandsubstanz, wie die Zeolithe und Karbonate ganz fehlen, und die Sideromelan-Lapilli sich direkt berühren (Basalt Ridge in den Pah-tson Mountains, Futuna).

Die Basaltglaslapilli sind bisweilen frei von allen kristallinen Ausscheidungen, oder sie enthalten in Mikrolithenform die wesentlichsten Gemengteile der Basalte, nämlich Olivin, Augit und meistens sehr basischen Plagioklas. Hervorzuheben ist das auffallend häufige Fehlen von Magnetit und andern Eisenerzen und der sonderbare Wechsel in der Kombination der genannten Mineralien, von denen bald Olivin und Augit, bald Olivin und Plagioklas, bald Augit und Plagioklas, selten nur eine der genannten Substanzen vorhanden sind. Dieser Umstand entspricht dem früher hervorgehobenen Verhältnis in den Altersbeziehungen von Augit und Feldspat in den Basalten und Deckdiabasen. — Eine sehr charakteristische Erscheinung der Basaltglaslapilli in den Palagoniten ist der Reichtum an Luftblasen oder Mandelräumen, die sich bis zu schlackiger Textur häufen können. Immer begegnet man um die Luftblasen derselben herum denselben Umwandlungserscheinungen, wie an der Peripherie der Sideromelan-Lapilli, und nicht selten sind die Blasenräume vollständig mit der Bandsubstanz, sowie mit Zeolithen oder Delessit erfüllt. — Bedeutsam ist die Beobachtung von Bréon, welcher an den größeren Lapilli der isländischen Palagonite beobachtete, daß das Zentrum derselben kristallitisch entwickelt war, während die Peripherie den normalen glasigen Habitus hatte. — Aus dem Gesagten geht hervor, daß die Palagonitsubstanz keine homogene ist, daß vielmehr die Palagonitanalysen Bauschanalysen von Basaltglas, mit dessen Umwandlungsprodukten und den darin ausgeschiedenen Mineralien darstellen.*

* Eine eigene Erklärung für die Palagonitbildung gibt B. K. Emerson in Anknüpfung an das Vorkommen von palagonitischem Glase in dem Trias-Diabas der

Alle die ausgeführten Eigentümlichkeiten der Palagonitsubstanz, welche den reinsten Vorkommnissen entnommen wurden, finden sich auch dort wieder, wo sich dieselbe in untergeordneter Masse an dem Aufbau von gewöhnlichen Basalttuffen beteiligt. Vorkommnisse solcher Art wurden besonders von Penck aus dem Siegenschen, vom Habichtswald, aus der Gegend von Gießen, aus Böhmen und aus der Auvergne, von Anger aus der Gegend von Gleichenberg in Steiermark beschrieben. — Al. Sigmund beschreibt an Sideromelan-Lapilli reiche Basalttuffe aus Ost-Steiermark (Lindegg, Hohenwart, Kindsberg-Kogel bei Klöck u. a. O.

Die Leucitophyrtuffe des Laacher Seegebiets liegen z. T. nach Busz auf Palagonittuffen, welche z. B. bei Kempenich am Wege nach Spessart, am Fuße des Lehrberges bei Engeln am Wege von Engeln nach Lehr anstehen. Sie ähneln dem Palagonittuff von Island und Aci Castello, und sind poros mit dünnen Zeolithkrusten auf den Porenwänden, die sonst von Calcit erfüllt sind. Die braunen Palagonit- (? Sideromelan) Lapilli führen Olivin (oft mit Augitumrandung), Augit und ziemlich reichlich Magnetit, daneben große idiomorphe Noseane. Da der Nosean sich auch im Limburgit dieses Gebietes findet, so gehören diese Palagonittuffe wohl zu den Limburgiten und hätten eigentlich dort ihre Stelle finden sollen.

Palagonitreiche Konglomerate, welche mit den von Vélain untersuchten der Osterinsel manches Verwandte zu haben scheinen, beschreibt Behrens von dem Wijnkoopsbai und dem Merapi in Java.

Die Basaltbreccien des Velay bestehen nach Boule aus kleinen, selten mehr als nußgroßen Fragmenten eines schlackigen, glasreichen Basaltes, die von einem helleren, aschgrauen oder gelblichen, bei Verwitterung calcitliefernden und weißwerdenden Cäment verkittet werden. Sie entsprechen dem Peperino der Italiener. Außerdem enthalten diese Basaltbreccien Fragmente des Grundgebirges und des Oligocän. Die Tonknauer aus der letztgenannten Formation sind durch Hitzewirkung aufgebläht und haben sich mit Eisenoxyden aus dem Basaltmagma angereichert; sie sind zu Adlersteinen geworden. — Die Breccien gehen in feinkörnige Tuffe über, indem die Lapilli zu Aschen-Dimensionen herabsinken. Das Cäment ist grünlich, gelblich bis goldgelb durchsichtig, wenig lichtdurchlässig, selten blasig, nicht in seiner ganzen Masse isotrop, sondern durchsät von doppelbrechenden Körnchen, die für Chlorit gehalten werden. Dazu gesellen sich Opal, Zeolithe, dunkle oder gelbe Eisenoxyde und viel Calcit, der oft allein das Cäment bildet. In dieser Grundmasse finden sich einsprenglingsartig Augit, Olivin und Hornblende ebenso wie in den größeren Lapilli, außerdem Mineralien des Grundgebirges. — Es wird angenommen, daß die Grundmasse ein sehr feiner, glasiger Aschenregen gewesen sei, welcher durch Wasser

Holyoke-Decke in Massachusetts. Man wolle dieselben in der im Literatur-Verzeichnis angeführten Arbeit nachlesen.

umgewandelt wurde, ob dieses nun von vulkanischen Gewittern hergerührt oder Ansammlungen gebildet habe, in welche die Aschen hineinfielen. Wenn das Cäment Augitmikrolithe enthält, wird es für rein eruptiv gehalten; alsdann berühren sich die Lapilli und sind an ihren Rändern sofort beim Niederfallen zusammengebacken. Die Lapilli enthalten die älteren Basaltmineralien, aber wenig oder gar keinen Feldspat, sei es der der intratellurischen oder der Effusionsperiode. Sie sind also gewissermassen limburgitisch.

Die losen Auswürflinge der vulkanischen Kegel des Velay bestehen ebenfalls aus Basaltgläsern mit Ausscheidungen von Olivin, Augit und brauner Hornblende. Sie sind um so glasiger, je kleiner sie sind. Als Einschlüsse in ihnen werden unterschieden: 1. die Olivinbomben, 2. die basaltischen Feldspatgesteine ohne Olivin und 3. die quarzhaltigen Gesteine. Unter ersteren sind solche mit Hornblende, welche Hornblende-Pikrit genannt werden (Krater Bouchet). Die am Coupet und Tareyre gefundenen basischen, olivinfreien Feldspatgesteine entsprechen Noriten. Man vergleiche hierzu die früheren Angaben (S. 1299) über ältere Ausscheidungen aus Basalten. — Die quarzführenden Gesteine, welche sich als Einschlüsse finden, gehören dem Grundgebirge an. Aus ihnen stammen die Korunde, Zirkone und Granate in den Flußsanden des Velay. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Tuffe und Breccien richtiger zu den Trachydoleriten zu stellen wären.

Der Basalttuff von Großenbuseck bei Gießen besteht nach Fr. Roth aus frischen und zersetzten Fragmenten von Basalt von rundlicher und eckiger Gestalt in fein- bis grobkörnigem Aggregat, sowie den Basaltmineralien. Das Bindemittel ist aus der Zersetzung der Basaltbröckchen hervorgegangen und besteht teils aus Eisenhydroxyd, teils aus kieseligtoniger Substanz, nebst zeolithischem Material und nur vereinzelt aus Karbonaten. Die Basaltstückchen bestehen aus glasigem Basalt, der palagonitisch sich zersetzt. Quarzkörnchen aus Buntsandstein sind häufig beigemengt. Selten sind Kristalle und Fragmente von basaltischer Hornblende, Blättchen von Biotit und verkieseltes Holz. Bruchstücke von Olivinfels und kuglige Blöcke von Basalt sind eingestreut.

Der Basalttuff vom Steinbügel bei Schotten ist ähnlich, hat aber zeolithisches Bindemittel, welches, wenn auskristallisiert, sich als Phakolith erkennen läßt. Als fremde Beimengungen finden sich ein grünes, wesentlich aus Augit bestehendes Gestein, Bruchstücke von trachytischem Gestein, von Buntsandstein und von Ton. Das zeolithische Bindemittel verwittert zu Bol.

And. Hennig beschreibt einen auf Nephelinbasalt liegenden Basalttuff von Lillö, der aus festverkitteten Lapilli, Aschenteilchen und allothigenen Elementen besteht. Der Kitt ist vorwiegend sekundär infiltrierter Calcit. In den Lapilli sind nur Olivin und Magnetit ausgeschieden und sie enthalten z. T. fremde Einschlüsse von Quarzkörnern, Mikroklin und Plagioklas, die ähnliche Veränderungen erfuhren und zu ähnlichen Neubildungen das Material lieferten, wie sie

bei den Kontakterscheinungen an den Einschlüssen in kompaktem Basalt oben beschrieben wurden.

Die Tuffe der tholeiitischen Melaphyre von Derbyshire beschreibt Arnold-Bemrose. Es sind Lapillituffe, teils olivinfrei, teils olivinhaltig. Augit ist selten in den letzteren und fehlt den ersten. Die olivinhaltigen Lapilli bestehen aus Glas, in welchem entweder Olivin, Augit und Plagioklas, oder Olivin und Plagioklas, oder Olivin, Plagioklas und Kristallite oder nur Olivin ausgeschieden sind. Die olivinfreien Lapilli sind entweder reines Glas oder Glas mit Plagioklas, oder Glas mit Plagioklas und Kristalliten und enthalten auch bisweilen Magnetit. Das Cäment ist Calcit oder ein Teig aus kleinsten Lapilli (Asche) und ihren Zersetzungsprodukten, oder endlich Kalkstein. Immer ist der nicht vulkanische Anteil dieser Tuffe gering an Menge, die Lapilli sind oft sehr blasig. Neben den Lapilli sind auch Fragmente von Melaphyr und Hyalomelaphyr eingeschlossen. — Die Beschreibung stimmt somit genau mit derjenigen von basaltischen Lapillituffen.

Hornung beschreibt sog. Tonsteine aus dem Wiegersdorfer Tale bei Ilfeld, vom Lehnberge, Blatt Stolberg und von der Heinrichsburg, ebenda, welche teils rein, teils mehr oder weniger gemengt mit Sedimentmaterial und Bimssteinstückchen sind, die in Form und Ausbildung ganz an die Tuffe der Lenneporphyre erinnern. Sie sind z. T. in ein schwer bestimmbares, krypto-kristallines Aggregat, z. T. in Calcit umgewandelt. Ob sie zu den Melaphyren selbst gehören, wie man aus einer chloritreichen Pseudomorphose anscheinend nach Augit schließen möchte, die sich in ihnen findet oder zu einem andern Gestein, ist nicht zu entscheiden. Biotit, Zirkon und Quarz sind neben der eigentlichen Tonmasse ursprüngliche Hauptgemengteile dieser Tonsteine.«

Wenn man unter Tuffen Gesteine zusammenfaßt, welche aus klastischem, fragmentarem Eruptivmaterial, das als solches zu Tage gefördert wurde, ganz oder doch zu einem beträchtlichen Teile zusammengesetzt sind, so können mit intrusivem Diabas keine Tuffe verbunden sein. Tatsächlich sind denn auch die sog. körnigen Diabase verhältnismäßig selten von zweifellosen Tuffbildungen begleitet, während diese mit den effusiven »dichten Diabasen«, Kalkdiabasen, Diabasmandelsteinen usw. sehr oft in innigem Verbande stehen.

Man hat sich gewöhnt, in den **Schalsteinen** durchweg Tuffe der Diabase zu sehen. Ohne dieses irgendwie schlechthin bestreiten zu wollen, scheint es mir doch, daß mit dem Namen Schalstein sehr heterogene Dinge bezeichnet werden.* Da es schwer ist, aus der über den Schal-

* Liebe und Zimmermann zeigten, daß manche „Schalsteine" auf Blatt Greiz geschieferte Diabase seien. Die Schalsteine haben den gleichen Mineralbestand, wie die Diabase, aber derselbe ist in ebenen oder flasrig gewundenen Lagen geordnet. — Manche echte Schalsteine dieses Gebiets enthalten reichlich Körner und dünne Linsen von Calcit oder Ankerit; tritt dann Tonschiefermaterial hinzu, so entstehen förmliche Ankerittonschiefer. Der Ankerit wittert oft aus und hinterläßt rostig gelben oder braunen Mulm. — Andere Schalsteine sind grün gefleckt durch Chlorit- und

stein vorliegenden Literatur ein deutliches und der Natur der Sache nach unmöglich, ein sicher deutbares Bild von dem jeweils beschriebenen Vorkommen zu gewinnen, und die eigenen Erfahrungen nach Ausdehnung und Vertiefung noch zu fragmentar sind, so muß ich mich auf die kurze Angabe beschränken, daß unter den Schalsteinen sicher in nicht geringer Menge druckschiefrige und dynamometamorphe körnige Diabase, ebenso sicher und in nicht unbedeutender Verbreitung auch effusive Massen von der Zusammensetzung der Diabasgesteine in mehr oder weniger verändertem Zustande, ferner sekundäre Tuffe (das in ihnen enthaltene Diabasmaterial ist durch mechanische Zertrümmerung von festen Diabasen entstanden) und echte Agglomerate (irgendwie verfestigtes und cämentiertes lockeres Auswurfsmaterial) mit wechselnder Beimengung von genuinem Sedimentmaterial (Quarzsand, Ton, Calcit etc.) vorkommen.

Die eingehendste Schilderung eines ausgedehnten Schalsteingebietes hat Gümbel in seiner Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges, S. 222 sqq., geliefert.* Bei aufmerksamem Studium seiner prägnanten Schilderungen wird man in denselben, auch ohne daß sie direkt genannt werden, einzelne der erwähnten Typen wohl erkennen. — Auch A. Geikie liefert einige sehr deutliche Beschreibungen von Diabastuffen in seinem Aufsatz über die vermeintlich vorcambrischen Gesteine von St. Davids und kurze Notizen finden sich mehrfach in der zu Häupten dieses Abschnitts angegebenen Literatur.

Wo die Diabastuffe, bezw. Schalsteine im Schiefergebirge auftreten, sind sie natürlich denselben metamorphosierenden Prozessen ausgesetzt gewesen, wie die Diabase und haben, da sie stofflich mit diesen identisch sind, die gleichen Produkte geliefert. Solche Vorgänge sind dem Auge Gümbel's nicht entgangen; er hebt hervor, daß den Schalsteinen oft ein eigentümliches, an die Fluidalstruktur der Effusivgesteine erinnerndes Gewebe eigne, welches er als Migrationsstruktur bezeichnet. Dieselbe zeigt sich darin, daß nach seinem Ausdruck »innerhalb gewisser Partien die kleinen Kristallnädelchen oder Körnchen nach einer bestimmten Richtung harmonisch geordnet um verschiedene Substanzen schalig, zonal oder streifig nach Art der Bildungen des Festungsachates gruppiert sind. Es ist dies Folge der Umbildung alter und der Ausbildung neuer Gemengteile, gleichsam einer Wanderung der Stoffe.« Die alten Gemengteile sind auch in den Schalsteinen Augit, Plagioklas und Ilmenit oder Magnetit, die neugebildeten auch hier Aktinolith,

---

Hornblende-Anhäufungen, die mit einiger Wahrscheinlichkeit aus alten Augiteinsprenglingen abgeleitet werden. — In andern Schalsteinen sind die Flecken talkartig, weich und fettig, weißgrau bis ölgrün; dann pflegt die Grundmasse aus Schiefer- und Diabasmaterial gemengt zu sein.

* Eb. Rimann fand, daß die fichtelgebirgischen Diabastuffe, wo sie selbständig auftreten, vorwiegend zu den Aschentuffen gehören, während sie dort, wo sie im Zusammenhang mit Effusivdiabasen erscheinen, aus Mineral- und Gesteinsbrocken bestehen.

Grammatit, Chlorit und Verwandte, Epidot, Quarz, Calcit und andere Karbonate, Eisenoxyde, Titanit oder gelegentlich Anatas. Nur sehr selten ist in echten Schalsteinen oder mit wirklichen Diabasen verknüpften Diabastuffen bisher eine Spur von glasigen Substanzen, wie sie in den Tuffen der entsprechenden jüngeren Eruptivgesteine so häufig sind, gefunden worden.

Wie durchgreifend die Veränderungen solcher Schalsteine sein können, erweist der Umstand, daß Gümbel gewiß mit Recht zu ihnen auch Gesteine stellte, die er talkige Schalsteinschiefer, Chloropitschiefer und Thüringitschiefer nennt.

Gürich unterscheidet in der niederschlesischen Tonschieferformation zweierlei Schalsteine: 1. solche, die alle Gemengteile der Diabase haben, zumal Augit (auch die blaue Hornblende der Diabase dieser Gegend), aber fragmentar und in anderer Strukturverbindung; 2. augitfreie, vorwiegend aus Kalk, Quarz, Feldspat (Chlorit, blaue Hornblendenadeln, Glimmerschüppchen, Epidot, opake Erze und Leukoxen untergeordnet) bestehend. Den eigentlichen Grünschiefern fehlt die blaue Hornblende und an die Stelle des Chlorits tritt Strahlstein.

Aus dem Kanton Lanmeur im Finistère beschreibt Barrois schalsteinähnliche submarine Tuffe von grüner Farbe, schiefrig gebändert, aber schwer spaltbar. Sie bauen sich auf aus Magnetit, Titanit, frischem Plagioklas, der oft zerbrochen und dann durch Quarz und dunklen Glimmer wieder verkittet ist, Quarz, Biotit, Chlorit, Muscovit, Calcit, Pyrit und sekundären Chalcedon-Trümern. Er nimmt an, diese Tuffe seien mit Eruptivmaterial gemischte Arkosen.

Ganz anders sind Schalsteine und Tuffe, welche derselbe Autor von dem zwischen der Rhade de Brest und der Bucht von Douarnenez gelegenen Rücken Menez Hom beschreibt. Sie bestehen aus lauter kleinen eckigen Fragmenten von wenigen Millimetern Durchmesser, denen oft nuß- bis mehrere dezimetergroße Knauer und Bomben beigemischt sind. Die kleinen Fragmente sind, z. T. konkavbogige, Aschensplitter, glasig und oft stark blasig; auch die größeren Knauer bestehen aus Spilit-, Variolit- und Porphyritfragmenten oder aus oft blasigem Diabasglas. Auch die Bomben sind blasig, oft geradezu bimssteinartig, aber die Vacuolen sind sekundär mit Calcit, Chlorit, Quarz und Opal erfüllt. Diese Tuffe stellen sich nicht schon mit den ältesten Diabasergüssen ein, sondern erst in höherem Niveau und enthalten daher auch Gerölle von Diabas, sowie von Sedimentgesteinen, ferner Foraminiferen, Mollusken und Crinoiden. Das Cäment dieser Tuffe ist sedimentär, tonig, sandig oder kalkig, stets reich an Chlorit, so daß die Gesteine geradezu chloritschieferähnlich werden. Dann zeigen sie Migrationsstruktur. Barrois vergleicht diese Tuffe mit denen von Olonez. — Mit diesen Tuffen sind dünne Bänke verknüpft, die wesentlich aus Eisenhydroxyd und Kieselsäure bestehen. Sie bauen sich aus kugligen, hellgelben Gebilden auf, die zu nierenförmigen Massen vereint sind. Ihre Oberfläche wird von Roteisenerz, ihr Zentrum von Dolomit oder Eisen-

spat gebildet. Der Kitt, worin sie liegen, besteht aus gelbem Glas mit Eisenglanz, Göthit und zeolithisch verändertem Feldspat. Dazu gesellen sich Quarz, Epidot und stark doppelbrechende positive Mikrolithe, die stets an Quarz gebunden sind; Barrois vergleicht diese Tuffe mit Palagonit. — Die Breccien, welche in diesem Gebiete vorkommen, werden zu den Agglomeratlaven gestellt.

Aus deutschen Diabasgebieten beschrieb Bergt Diabastuffe mit Aschenstruktur und Lapilli-Agglomerate von Markusgrün bei Gutenfürst, von der Barthmühle im Elstertal und von der Rentzschmühle bei Elsterberg, Reinisch aus der Gegend von Neumark im Vogtlande.

Die Familie der Pikrite und Pikritporphyrite.

Literatur.

G. ANGELBIS, Petrographische Beiträge. Inaug.-Diss. Bonn 1877.

R. BECK, Erläuterungen zu Sektion Kreischa-Hänichen der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892.

— Untersuchungen über einige südafrikanische Diamantenlagerstätten. Z. D. G. G. 1907. LIX. 275.

W. BERGT, Die älteren Massengesteine, kristallinen Schiefer und Sedimente. In: W. REISS und A. STÜBEL, Reisen in Südamerika. Geologische Studien in der Republik Colombia. II. Berlin 1899.

T. G. BONNEY, On a picrite from the Liskeard District. Min. Mag. 1888. VIII. 109. No. 37.

J. C. BRANNER and R. N. BRACKETT, The peridotite of Pike Co., Arkansas. Amer. Journ. 1889. XXXVIII. 50.

R. BRAUNS, Studien über den Paläopikrit von Amelose bei Biedenkopf und dessen Umwandlungsprodukte. N. J. B.-B. V. 1887. 275.

— Paläopikrit, Webskyit und Granat von Bottenhorn. Z. D. G. G. 1888. XL. 466.

— Diopsid (Salit) als Verwitterungsprodukt in Paläopikrit von Medenbach bei Herborn. N. J. 1898. II. 79.

— Der oberdevonische Pikrit und die aus ihm hervorgegangenen Neubildungen. N. J. B.-B. XVIII. 285. 1904.

J. MORGAN CLEMENTS and H. L. SMYTH, The Crystal Falls iron-bearing district of Michigan with a chapter on the Sturgeon River Tongue by W. S. BAYLEY and an introduction by CH. R. VAN HISE. XIX. Annual Report U. S. geol. Survey. Washington 1899 und U. S. geol. Survey Monographs. XXXVI. Washington 1899.

J. R. DAKYNS and J. J. H. TEALL, The plutonic rocks of Garabal Hill and Meall Breacc. Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 104.

K. DALMER, Erläuterungen zu Sektion Planitz-Ebersbrunn und Treuen-Herlasgrün der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1885.

J. S. DILLER, Notes on the peridotite of Elliot County, Kentucky. Amer. Journ. 1886. XXXII. No. 188. 121.

— The genesis of the diamond. Science. 29 Oct. 1886. VIII. No. 195.

— Peridotite of Elliot Cty., Kentucky. U. S. geol. Survey Bull. No. 38. Washington 1887.

LUDW. DOERMER, Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgegend von Dillenburg. N. J. B.-B. XV. 594. 1902.

ARCH. GEIKIE, On the carboniferous volcanic rocks of the Basin of the Firth of Forth, their structure in the field and under the microscope. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. XXIX. part I. 1879.

C. W. GÜMBEL, Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München 1874.

FR. H. HATCH, On the lower carboniferous volcanic rocks of East-Lothian. Trans. Roy. Acad. Edinburgh. 1892. XXXVII. 115.

J. HEINEMANN, Die kristallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

Bern. Hobson, On the igneous rocks of the South of the Isle of Man. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 444.

Eug. Hussak, Pikritporphyr von Steierdorf im Banat. Verhdl. k. k. geol. R. 1881. No. 14. 258—262.

J. F. Kemp, Peridotite dykes in the Portage Sandstone of Ithaca, N. Y. Amer. Journ. 1891. XLII. 410.

Emil Künzli, Die petrographische Ausbeute der Schöller'schen Expedition in Äquatorial-Ostafrika (Massailand). Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich. 1901. XLVI. 128.

C. Lapworth and W. W. Watts, The geology of South Shropshire. London 1894.

H. Carvill Lewis, The genesis of the diamond. Science. 15 Oct. 1886. VIII. No. 193.

— On a diamantiferous peridotite and the genesis of the diamond. Geol. Mag. 1887. (3.) IV. 22.

— Papers and notes on the genesis and matrix of the Diamond. Edited from his unpublished MSS. by Prof. T. G. Bonney. London 1897.

K. Th. Liebe und Zimmermann, Blatt Greiz und Naitschau der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1893.

K. A. Lossen, Paläopikrit vom Stoppenberge bei Thale im Harz. Z. D. G. G. 1888. XL. 372.

G. P. Merrill, Note on the secondary enlargement of augites in a peridotite from Little Dear Isle, Me. Amer. Journ. June 1888. XXXV. No. 210. 488.

— On a peridotite from Little Deer Isle, in Penobscot Bay, Maine. U. S. nat. Museum Proceed. 1888. 191.

Fr. Moesta, Ein neues Gestein der Diabasgruppe aus dem hessischen Hinterlande. Sitzber. d. Ges. z. Beförd. d. ges. Naturw. Marburg 1876.

H. Möhl, Pikrit vom Weinberge bei Freiberg. In „Basalte der preußischen Ober-Lausitz", Abhdl. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.

— Olivinfels von Ellgoth. N. J. 1875. 700—703.

H. W. Monckton, On a picrite and other associated rocks at Barnton, near Edinburgh. Q. J. G. S. 1894. L. 39.

Konrad Oebbeke, Ein Beitrag zur Kenntnis des Paläopikrits und seiner Umwandlungsprodukte. Würzburg 1877.

F. Leslie Ransome, The geology of Angel Island with a note on the Radiolarian Chert from Angel Island and from Buri-Buri-Ridge, San Mateo Co., Cal. Univ. of California. Bulletin of the Department of Geology. 1894. I. 193.

Er. Reuning, Diabasgesteine an der Westerwaldbahn Herborn-Driedorf. N. J. B.-B. XXIV. 390. 1907.

C. Riemann, Die Grünsteine des Kreises Wetzlar und einige ihrer Kontakterscheinungen. Bonn 1882.

Ad. Schenk, Die Diabase des oberen Ruhrtals und ihre Kontakterscheinungen mit dem Lenneschiefer. Inaug.-Diss. Bonn 1884.

C. H. Smyth jr., A third occurrence of peridotite in central New York. Amer. Journ. 1892. XLIII. 323.

K. J. V. Steenstrup, Pikritporphyrit bei Kaersut im Umanakfjord, Nord-Grönland, in Joh. Lorenzen, Undersögelse af Mineralier fra Grönland. Meddelelser om Grönland. VII. Kopenhagen 1884. 26.

T. G. Taylor and D. Mawson, The geology of Mittagong. Journ. Roy. Soc. of New South Wales. XXXVII. 306. Sydney 1903.

G. Tschermak, Beobachtungen über die Verbreitung des Olivins in den Felsarten. S. W. A. LVI. Juli 1867.

— Über Serpentinbildung. Ibidem.

E. Weise, Erläuterungen zu Sektion Plauen-Olsnitz der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1887.

G. H. Williams, Perowskit in Serpentin von Syracuse, N. Y. N. J. 1887. II. 263.

Mineralbestand der Pikrite und Pikritporphyrite.

Ebensowenig wie die Peridotite unter den Tiefengesteinen eine volle Selbständigkeit beanspruchen können, vielmehr als eine bloße Ausbildungsform der gabbroiden Magmen anzusehen sind, in denen die tonerdehaltigen, also feldspatbildenden Kerne auf ein Minimum zurückgesunken sind, können die Pikrite und Pikritporphyrite auf volle Gleichwertigkeit mit andern Gruppen der Effusivgesteine Anspruch erheben. Sie entwickeln sich ebenso aus den Effusivformen der gabbroiden Magmen und sind daher durch vielfache Übergänge und durch geologischen Verband an Diabase und Melaphyre geknüpft, wie bei der Beschreibung dieser Familien mehrfach hervorgehoben wurde. Die Pikrite sind alsdann feldspatfreie Olivindiabase, die Pikritporphyrite feldspatfreie Olivin-Melaphyre und wie die Diabase und Melaphyre ineinander verfließen, so ist das auch der Fall zwischen den Pikriten und Pikritporphyriten.

Die Pikrite wurden in Österreichisch-Schlesien durch Tschermak ihrem Charakter nach erkannt und als selbständige Gesteinsfamilie abgetrennt von den cretacischen Teschenite. Dasselbe Gestein wurde dann, in älteren Schichtenkomplexen auftretend, Paläopikrit genannt. Dieser Altersunterschied hat hier keine Berücksichtigung gefunden. Die systematische Stellung der Pikrite ist anfangs von mir ebenso verkannt worden, wie die der Diabase.

Gümbel bezeichnete die paläolithischen Pikrite des Fichtelgebirges, welche er durchaus zutreffend mit den analogen Vorkommnissen des rechtsrheinischen Schiefergebirges identifiziert, als ursprünglich olivinreiche Gesteine, welche Beimengungen von Enstatit, Diopsid, Augit und Magneteisen enthielten, heute aber infolge einer durchgreifenden Umbildung zu einem Gemenge serpentinischer und chloritischer Substanzen geworden sind, und nur noch mehr oder weniger spärliche Reste der ursprünglichen Gesteinselemente erkennen lassen. Danach wären diese alten Pikrite eigentlich nur umgewandelte Olivinfelse oder Lherzolithe. Das ist auch die Auffassung Sandberger's, wie sie sich aus seinen Mitteilungen über das hierher gehörige Gestein von Schwarzenberg bei Tringenstein in Nassau ergibt. Ich kann dieser Anschauung nicht beitreten, sondern glaube diese paläolithischen Pikrite auf Grund der an einer Reihe fichtelgebirgischer Vorkommnisse (Schwarzenstein bei Trogen, Landsknechtsberg bei Ullitz, Marlesreuth, Presseck, Holler, Bartelsmühle etc.), die ich der Freundlichkeit Gümbel's verdanke, gemachten Beobachtungen, sowie solcher an rechtsrheinischen Gesteinen (Tringenstein, Oberdieten, Hain, Hauküppel bei Ballenbach, Wissenbach, Amelose, Lixfeld, Bruchhäuser Steine bei Brilon etc.) von den Olivinfelsen scharf trennen zu sollen. Sie haben im frischen und unveränderten Zustande ganz vorwiegend aus Olivin und Augit mit Magnetit oder Ilmenit bestanden, wozu sich meistens geringe Mengen von braunem Biotit, der

gern die Eisenerze umrandet, und brauner Hornblende, sowie etwas Apatit gesellen. In vollständig unverändertem Zustande kommen diese Gesteine allerdings wohl nirgends vor; sie sind allenthalben zum größten Teile in ein Gemenge serpentinischer uud chloritischer Substanzen umgewandelt. Doch finden sich immer genug Reste des ursprünglichen Mineralbestandes, um die Unterscheidung von den Peridotiten der Tiefengesteinsreihe leicht zu machen.

Daß die Annäherung dieser alten Pikrite an die Olivindiabase, wie sie hier betont wird, den tatsächlichen Verhältnissen entspricht, ergibt sich nicht nur aus dem geologischen Verbande derselben, sondern auch aus der Natur ihrer Mineralkomponenten, aus ihren Struktureigentümtümlichkeiten und aus den häufigen Übergängen in Olivindiabase, welche durch den Eintritt von akzessorischen Plagioklasleistchen meistens sehr basischer Zusammensetzung hervorgebracht werden. Es spricht ferner dafür der Umstand, daß gelegentlich (zumal bei fichtelgebirgischen Vorkommnissen) ein Kristallisationsrückstand (Basis) in unverändert glasigem Zustande, oder auch in verändertem Bestande, aber erhaltener Form auftritt. Damit steht es im Zusammenhange, daß Glasinterpositionen in den Gemengteilen nicht gerade allzu selten wahrnehmbar sind. Gümbel spricht von schalsteinartigen Tuffen, die im Fichtelgebirge mit den Paläopikriten auftreten; es bleibt zu untersuchen, ob nicht gerade diese von Tuffen begleiteten Pikrite den typisch porphyrischen Effusivcharakter zeigen, wie man erwarten sollte.

Der Olivin der Pikrite ist fast durchweg und vollkommen idiomorph, seltener sind seine Kanten und Ecken zugerundet; er wird fast stets von Augit eingeschlossen, dessen Spaltflächen demzufolge, wie diejenigen des Bastits im Schillerfels, von matten, schwarzen oder dunkelgrünen Flecken (den serpentinisierten Olivinen) unterbrochen werden. Die Eigenschaften dieses Olivins sind durchaus diejenigen der Olivindiabase; bei der Umwandlung zu Serpentin scheidet sich Magnetit verhältnismäßig selten auf den Klüften und Spalten dieses Minerals in derben Massen aus; dagegen bilden sich oft überaus zierliche Oktaëder und trichitische Gebilde (Tringenstein, Presseck, Lixfeld) mitten im Serpentin, die dem Magnetit wohl zugerechnet werden dürfen. Der Habitus der Serpentinpseudomorphosen nach Olivin ist ein sehr verschiedener, insofern als in manchen Fällen je ein Olivinkristall in ein einziges durchaus parallel- und oft recht grobfasriges Chrysotilaggregat, bald in mehrere solche umgewandelt wird, bei denen die Faserrichtung von Aggregat zu Aggregat sich ändert, oder endlich zu überaus fein- und verworrenfasrigen Serpentinmassen wird. Eine weitere Zersetzung, wobei körnige Massen von Magnetit sich im Serpentin bildeten, wurde von Oebbeke in nassauischen Pikriten beobachtet. — In den Serpentinpseudomorphosen finden sich sehr verbreitet einzelne, oder büschelförmig gruppierte Tremolit-, bezw. Aktinolithnadeln (Niederdieten, Bruch S. von Biedenkopf bei Oberdieten, Liskeard in Cornwall). Die Menge derselben kann eine sehr bedeutende werden, so daß zuletzt eine vollkommene Umwandlung

in einen Aktinolithfilz (Pilit), statt in Serpentin vorliegt (Aue-Wallenfels).* — Im umgewandelten Olivin des Pikrits von Bottenhorn im hessischen Hinterlande, der auch in Zwillingen und zwar in Juxtapositionszwillingen, nicht wie sonst häufiger in Penetrationszwillingen ausgebildet ist, tritt nach Brauns die Maschenstruktur, ebenso wie im Pikrit von Amelose sehr zurück, indem die Serpentinsubstanz von außen nach innen gleichmäßig vorschreitet und die Neubildungen unter sich parallel und parallel mit dem Olivinkern sind. Bei Bottenhorn ist der »Serpentin« stark pleochroitisch und zwar ist die Substanz blaugrün, wenn c des Olivins, gelb, wenn b des Olivins der Schwingungsebene des Polarisators parallel liegt. Brauns hält das für ein Zwischenstadium und schlägt dafür den Namen Villarsit vor. Es dürfte die Iddingsitpseudomorphose sein, welche auch bei Aue-Wallenfels und Hain bei Oberdieten vorkommt. — In dem aus dem Olivin des Pikrits von Mederbach bei Herborn hervorgegangenen Serpentin beobachtete Brauns als Neubildung eisenarmen Diopsid (Salit) in einzelnen Nadeln oder Knäueln, bald im Zentrum, bald am Rande. In letzterem Falle umsäumt der Salit den Rand und senkt von diesem aus seine spießigen Nadeln in das Innere der Olivinform hinein. Ebenso findet sich der Salit mit Calcit und Serpentin auf Klüften und ist dann oft feinfasrig wie Asbest und biegsam. Hier konnte Material zu einer Analyse gesammelt werden, die SiO_2 55.56, FeO 3.65, MgO 15.58, CaO 24.51, Sa. 99.30, spez. Gew. 3.31 ergab. Die optischen Eigenschaften sind die des Diopsides.

Der Olivin von Wallenfells enthält nach Brauns außer Picotit auch Einschlüsse mit brauner Hornblende. Diese Einschlüsse haben kreisrunde oder elliptische Gestalt und bestehen aus einer gelblichgrünen, in Serpentin umgewandelten Grundmasse, in die vom Olivinrand her Kriställchen von brauner, randlich farbloser Hornblende hineinragen. Mit fortschreitender Verwitterung verwischt sich allmählich die Grenze von Olivin und Einschluß, bleibt aber auch nach vollständiger Serpentinisierung noch erkennbar. Dieselben Einschlüsse finden sich in vielen andern oberdevonischen Pikriten des rheinischen Schiefergebirges.

Der Augit der Pikrite ist der rotbraune Diabasaugit; sehr selten sind seine Farben hellgelblich bis grünlich (Chromdiopsid). Auch seine übrigen Eigenschaften sind diejenigen der Diabasaugite, ebenso seine Umwandlung zu chloritischen Substanzen von bald parallelschuppiger, bald verworrenschuppiger Textur. Die Ausbildung dieses Zersetzungsproduktes in Sphärokristallen von meistens sehr winzigen Dimensionen ist sehr verbreitet. G. P. Merrill beschreibt zahn- und zungenförmige Ansätze eines für sekundär gehaltenen helleren Augits um den älteren gelblichen bis weinroten Augit aus einem Pikrit von Little Deer Isle in der Penobscot-Bucht an der Küste von Maine.

Biotit und Amphibol, beide stets braun durchsichtig, gleichen

* Erklärt sich der Amphibolreichtum vielleicht daraus, daß der Olivin im Pikrit von Amelose bei Biedenkopf nach Brauns, der von den Schwarzen Steinen in Nassau nach Oebbeke als Ca-haltig nachgewiesen wurde?

durchaus denen der Olivindiabase. Sie sind wie der Augit allotriomorph und zeigen nur da kristalline Abgrenzung, wo die Struktur des Gesteins eine deutlich porphyrische wird. Der Biotit umrandet gern die Eisenerze; Amphibol ist hie und da (Gegend von Oberdieten und Lixfeld) peripherisch parallel mit Augit verwachsen. DOERMER hebt hervor, daß im Pikrit NW. von Sechshelden eine streng kristallographische Abgrenzung des Augits gegen den Hornblendemantel nicht vorhanden ist, während die Hornblende oft Begrenzung durch (110) (010) (001) ($\bar{1}11$) erkennen läßt. Beide Mineralien haben (010) und die Prismenachse gemein und in beiden weicht c von c in demselben Sinne ab. Oft ist mit der braunen Hornblende grüne parallel verwachsen, bald scharf gesondert, bald mit allmählichen Übergängen, zumal in der Richtung der Vertikalachse, während man in Querschnitten keinen grünen Saum um die braune Hornblende sieht. Bei der braunen Hornblende ist $c : c = 10^0—13^0$, bei der grünen $14^0—18^0$. Auch farblose Hornblende kommt vor, bald in Verbindung mit brauner Hornblende, bald in Verbindung mit Augit. DOERMER nennt danach die Dillenburger Vorkommnisse Amphibolpikrit. — R. BRAUNS beobachtete in dem mitteldevonischen Pikrit des rheinischen Schiefergebirges neben brauner auch blaugrüne Hornblende als wesentlichen Gemengteil, während der oberdevonische sie nicht führt und betont, daß auch die mitteldevonischen Diabase, die wie der mitteldevonische Pikrit im Orthoceraschiefer liegen, Hornblende enthalten, während die höher liegenden mittel- und die oberdevonischen Diabase frei von Hornblende sind. Ebenso fand E. REUNING die oberdevonischen Pikrite im rechtsseitigen Dillgebiet hornblendearm, die mitteldevonischen hornblendereich. Der Gehalt an Feldspat in diesen Pikriten ist nicht unbeträchtlich.

Von Eisenerzen tritt sowohl Magnetit wie Ilmenit auf; doch sind hier wie bei den Diabasgesteinen die Schwierigkeiten der Unterscheidung beider Erze oft sehr groß, wenn man nicht analytische Untersuchungen an ihnen anstellt. — Nach BRAUNS sind die Erze der oberdevonischen Pikrite Chromspinell und Titaneisen. Sie enthalten immer einen basischen Plagioklas in geringer Menge und ihre Struktur ist gabbroide oder aber es sind Andeutungen porphyrischer Struktur vorhanden; dann ist der Plagioklas leistenförmig und man erkennt die Anwesenheit einer ursprünglichen Basis. Der Feldspat zersetzt sich zu Pseudophit mit etwas staubartig feinem Kaolin.

Als Umwandlungsprodukte der oberdevonischen Pikrite des rheinischen Schiefergebirges gibt BRAUNS an: Pseudophit und Tremolit nur innerhalb des Gesteins, auf Klüften und im Gestein Serpentin als Chrysotyl, Metaxit und Pikrolith nebst Radiotin, Webskyit, Chlorit, Salit, Pilit, Kalkeisengranat, Quarz, Magnetit, Eisenglanz, Calcit, Aragonit und Apatit. Der Radiotin hat die Zusammensetzung des Serpentins und bildet in diesem radialstrahlige Aggregate von geringen Dimensionen bis zu 2 mm Durchmesser, die gewöhnlich von Webskyit gegen den Serpentin hin überzogen sind. Die Anwesenheit des Radiotins verleiht

dem Serpentin einen eigentümlichen goldigen Schimmer. Im Durchschnitt farblos zeigen die radialstrahligen Aggregate des Radiotins zugleich eine konzentrische Schalung als Folge einer Spaltbarkeit senkrecht zur Faserachse. Zwischen gekreuzten Nicols gibt der Radiotin ein scharfes Interferenzkreuz mit der Achse größter Elastizität parallel der Faserachse. $\gamma - \alpha$ mittelstark (weiße und gelbe Interferenzfarben der I. Ordnung). Von Säuren wird der Radiotin, dessen spez. Gew. $= 2.70$ bestimmt wurde, nicht angegriffen. — Der Granat ist entweder farblos und dann einfachbrechend oder er ist am Rande bräunlich violett und ist dann doppelbrechend mit Dodekaeder-Struktur. Er entsteht deutlich erkennbar aus dem Augit des Gesteins.

Vorkommen der Pikrite.

Die Verbreitung der Pikrite ist eine sehr bedeutende in den paläozoischen Formationen. In dem rheinischen Schiefergebirge bilden sie zahlreiche Kuppen auf der nördlichen Seite des SW.—NO. streichenden Diabaszuges im Unterdevon zwischen Flammersbach im SW. und Aschenbach im NO. Auf der südlichen Seite des Diabaszuges liegt nur eine Kuppe bei Burg, N. von Herborn an der Dill. Die Zusammensetzung dieser Gesteine wurde zuerst unter Anleitung des Verf. von Moesta in großen Zügen richtig erkannt, der auch besonders auf das Fehlen der Mandelsteinbildung in diesen Gesteinen aufmerksam machte und dieselben Gesteine auf der westlichen Seite des Kellerwaldes im Waldeckschen wiederfand. Die nassauischen Vorkommnisse wurden später von Angelbis, dem die Hornblende entging, und von K. Oebbeke untersucht. Nach Brauns zeigt der Pikrit des rheinischen Schiefergebirges nie eine Andeutung von Stromoberfläche, von schlackiger Beschaffenheit oder Mandelsteinstruktur, führt nirgends Einschlüsse und wird nie von Tuffen begleitet. Er tritt entweder in wenig bedeutenden Vorkommnissen und dann immer in Begleitung von Deckdiabas oder von körnigem Diabas auf oder er hat bedeutende Mächtigkeit und ist dann auch von Diabas begleitet. Nirgends zeigt er die Charaktere eines typischen Ergußgesteins. Dann darf man allerdings das Vorhandensein einer Glasbasis nicht zu diesen Charakteren rechnen. Bei atmosphärischer Verwitterung zerfällt er zu Grus. Wo er starke mechanische Beanspruchung erkennen läßt, wird er von zahlreichen glänzenden Rutschflächen durchzogen, ist durch und durch mürbe und hat blaugrüne Farbe. Bei der normalen Verwitterung zu Grus verwandelt sich der aus dem Pikrit hervorgegangene Serpentin unter starker Oxydation des Eisengehaltes zu Magnetit und Hämatit in den begierig wasseraufnehmenden Webskyit. Bei der Verquetschung des Pikrits wird der Olivin zu Serpentin und Webskyit oder zu Iddingsit unter Erhaltung seiner Form und unter gleichzeitiger Ausbildung von Antigoritblättern, die sich in zwei Systemen ordnen, die sich unter 60° schneiden. Eine Oxydation des Gesteins findet dabei nicht statt.

Diesen Gesteinen sind durchaus analog der von SCHENCK beschriebene Pikrit aus dem Devon des Kühlenberges im oberen Ruhrtal (mit akzessorischem Plagioklas, wie ihn auch die nassauischen Vorkommnisse nicht selten führen), ein solcher von den Bruchhäuser Steinen bei Brilon und ein feldspatfreier, biotitreicher Pikrit von Tiefenbach im Kreise Wetzlar. Letzterer zeigt nach den Darstellungen RIEMANN's Kontaktwirkungen, welche denjenigen der Diabase gleichartig sind. — Etwas Plagioklas enthält auch nach LOSSEN der Pikrit vom Stoppenberge bei Thale am Harz.

Sehr verbreitet sind die Pikrite nach GÜMBEL's Darstellung im Fichtelgebirge; für viele dieser ist der Übergang in Pikritporphyrite und die Begleitung durch Tuffe interessant und charakteristisch. — DALMER wies den Pikrit an mehreren Punkten im Unterdevon der Sektion Planitz-Ebersbrunn im Erzgebirge und bei Altensalz, Blatt Treuen-Herlasgrün im Voigtlande nach und beobachtete das Auftreten von Asbest auf Klüften dieser Gesteine. Das stimmt mit der öfters vorkommenden Pilitbildung im Olivin derselben. Nach WEISE hat der Pikrit als Lagergestein eine nennenswerte Verbreitung im Voigtlande auf Blatt Plauen-Ölsnitz der sächsischen Karte. — LIEBE und ZIMMERMANN beschreiben ihn als mächtiges Lager an der Grenze von Silur und Devon bei Cunsdorf (Blatt Greiz) und ähnlich bei Triebes an der Zeulenrodaer Straße (Blatt Naitschau).

Ein sehr typischer Pikrit findet sich bei Liskeard in Cornwall, von wohl auch devonischem Alter. BUSZ bescheibt ihn von Highweek bei Newton Bushel in Devonshire, DAKYNS und TEALL geben ihn aus dem Garabal-Distrikt, LAPWORTH und WATTS von Cwm-mawr in Süd-Shropshire (etwas feldspathaltig) an. — ARCH. GEIKIE entdeckte einen nach Struktur und Zusammensetzung den rheinischen nahe verwandten Pikrit, wahrscheinlich intrusiv im Kohlensandstein des Inselchens Inchcolm im Firth of Forth und ein anderes Vorkommen von gleichfalls karbonischem Alter bei Blackburn unfern Linlithgow im Becken des Firth of Forth. Das letztere hat porphyrische Facies genau wie die fichtelgebirgischen Vorkommnisse.

HEINEMANN beschreibt Pikrite unter den Glacialgeschieben in Holstein und KANTKIEWICZ fand ihn (der Augit ist hier grau) in Verbindung mit Serpentin und Olivinfels am Magnetberge Katschkanar im Bergrevier Bissersk, Ural. Der geologische Verband ist auffallend und würde eher Wehrlit erwarten lassen. — In Verbindung mit Diabasen, Spiliten und ihren Schalsteinen treten nach CLEMENTS und SMYTH auch in Michigan Pikritporphyrite auf und TAYLOR und MAWSON beschreiben Pikrit aus Neusüdwales.

Den Übergang aus Pikrit in Pikritporphyrit zeigen sehr deutlich die Vorkommnisse von Presseck und von Marlesreuth im Fichtelgebirge, zwischen deren kristalline Gemengteile sich in z. T. beträchtlicher Menge eine globulitisch gekörnelte oder trichitisch getrübte, grau durchsichtige Basis bei typischer Intersertalstruktur eindrängt.

Mit diesen paläozoischen Repräsentanten in allen wesentlichen Punkten identisch sind die mit den sog. Tescheniten geologisch verknüpften cretacischen Pikritporphyrite vom Gümbelberg bei Neutitschein und von Ellgoth in Österreichisch-Schlesien. Farbloser Olivin und hellbrauner, randlich oft dunkelbraun gefärbter Augit, Eisenerze und reichlicher Apatit in großen Individuen liegen als idiomorphe Kristalle in einer reichlichen, z. T. noch rein glasigen Basis. Der Augit ist oft peripherisch mit tiefbrauner basaltischer Hornblende parallel verwachsen, welche auch selbständig in prismatischen Kristallen, die neben (110) schmales (010) und breites (100) zeigen, ausgebildet ist. Die frische Basis ist bräunlich durchsichtig und globulitisch gekörnelt. Durch Zersetzung geht sie in schwach doppelbrechende blaugrüne, fasrige oder schuppige, oft sphärolithisch geordnete Substanzen über, welche wohl der Chloritfamilie angehören. Manche Handstücke besitzen auch braunen Biotit. Bei Durchmusterung mehrerer Proben wird man wohl stets Übergänge in Intersertalstruktur und aus dieser in die hypidiomorph-körnige der Diabase finden. Die Gesteine zersetzen sich leicht und in hohem Grade; neben Serpentin und Chlorit bilden sich Karbonate in großer Menge, die man oft wegätzen muß, um die ursprüngliche Struktur beobachten zu können. — Möhl beschreibt (Abhandl. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV) ein hierher gehöriges Gestein vom Weinberge bei Freiberg unfern Neutitschein.

Eine gewisse, aber wohl mehr scheinbare und irreführende Verwandtschaft zeigen mit diesem paläozoischen und cretacischen Vorkommnisse solche, welche bei Steierdorf im Banat gangförmig die Liaskohle (sie wurde im Kontakt verkokst) und die hangenden bituminösen Mergelschiefer durchsetzen. Das Gestein ist nach Hussak's zutreffender Beschreibung z. T. blasig und die Blasenräume mit einer teils gelben seifenschaumartigen, teils braunen wachsartigen Substanz (ozokeritähnlich) erfüllt. Auch hier liegen idiomorphe Olivine mit Picotit- und Glaseinschlüssen (die von Hussak erwähnten Augit- und Hornblendeinterpositionen fehlen in meinen Handstücken) in großer Frische oder auch in eine noch unbestimmte fasrige Substanz umgewandelt, rotbrauner Augit mit den oben beschriebenen Eigenschaften und Verwachsungen, oft in knäuelartigen Zwillingsgruppen (auch das kommt bei den schlesischen Gesteinen vor) und braune Hornblende, beide Mineralien ebenfalls Picotit-, der Augit auch Glaseinschlüsse führend, in einer im frischen Zustande bräunlichen bis farblosen Glasbasis, welche oft reichlich mit mikrolithischen Augiten zweiter Generation und mit bisher unbestimmbaren, graubraunen, stark doppelbrechenden, nadelförmigen oder lang und schmal spindelförmigen, rhombischen Mikrolithen erfüllt ist. Von Eisenerzen findet sich Magnetit und Chromit in Oktaëdern. Hussak erwähnt auch rundliche Anhäufungen von kleinen Olivinkörnern, ähnlich den Augitaugen der Basalte. Fremde Einschlüsse sind wohl die

mit Augitkränzen umgebenen, rundlichen oder eckigen Quarzkörner und größere eckige Kalksteinbrocken, Die Zersetzung ist analog derjenigen der schlesischen Gesteine. Hervorzuheben ist das zumal bei angenähert holokristalliner Ausbildung des Gesteins wahrnehmbare Zurücktreten des Olivins. Er kann auf bedeutendere Strecken hin ganz fehlen; das Korn pflegt dann sehr klein, die Struktur panidiomorph-körnig und lamprophyrähnlich zu werden. Ich vermute darin ein Glied der Monchiquit-Reihe.

Es sei hier noch einmal daran erinnert, daß möglicherweise die auf S. 456 und 457 beschriebenen, z. T. basisführenden Biotit-Peridotite und Kimberlite, über die R. Beck neuerdings interessante Beobachtungen mitteilte, besser hierher gestellt würden. Wo immer ihr richtiger Platz sein möge, zu ihnen gesellt sich in jedem Fall ein von Smyth jr. besprochener unbedeutender Gang von »Kimberlit« in einer Verwerfungsspalte, welche Utica shales neben Trenton-Kalk bringt, bei dem Dorf Manheim oder East Creek, östlich von Little Falls, N. Y. Einsprenglinge von Olivin und Biotit nebst etwas rhombischem Pyroxen liegen in einer vorwiegend kristallinen Grundmasse aus Biotit, Magnetit, Perowskit, etwas Olivin und etwas glasiger Basis. — Auf ein verwandtes Gestein bezieht sich auch die in der Literaturübersicht zitierte Studie von Kemp.

Derselben Gruppe gehört ein sehr merkwürdiges Gestein an, welches nach Steenstrup ein 120 Fuß mächtiges Lager in den Kome-Schichten Heer's bei Kaersut im Umanakfjord in Nordgrönland bildet. Dasselbe besteht fast ausschließlich aus Olivin, dessen Individuen durch eine gelbe oder schwach grünliche, klare Basis verkittet werden. Sonst ist nur ein wenig Magnetit vorhanden.

Die Familie der trachydoleritischen Gesteine.

Literatur.

G. D'Acchiardi, Descrizione di alcune rocce della Colonia Eritrea raccolte dal Dr. Bartolommei Gioli. Atti Soc. tosc. di Sc. nat. Pisa 1902. Mem. XVIII.

H. Bäckström, Über leucitführende Gesteine von den liparischen Inseln. G. F. i Stockholm Förhdl. 1896. XXVIII. 155.

Fl. Bascom, Volcanics of Neponset Valley, Massachusetts. Bull. Geol. Soc. Amer. 1900. XI. 115.

Max Bauer, Beiträge zur Kenntnis der niederhessischen Basalte. S. B. A. 1900. XLVI. 1023.

R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Sebnitz-Kirnitzschthal der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

Fr. Becke, Gesteine der Columbretes. T. M. P. M. 1896. XVI. 308.

E. W. Beneke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Straßburg i. E. 1879—1881.

Alfr. Bergeat, Der Stromboli. Habilitationsschrift. München 1896.

— Mineralogische Mitteilungen über den Stromboli. N. J. 1897. II. 109.

— Die äolischen Inseln (Stromboli, Panaria, Salina, Lipari, Filicudi und Alicudi) geologisch beschrieben. Abhandl. k. bayer. Akad. d. Wiss. II. Klasse. Bd. XX. 1. Abt. München 1899.

W. C. Brögger, Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Christiania 1895.

W. Bruhns, Über einige Westerwälder Gesteine. Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn. 13. Nov. 1893. 79.

— Einschluß im Plagioklasbasalt von Lotzenbeck bei Nordhofen, Westerwald. Ibidem 16. Januar 1893. 9.

L. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 und 8.

H. Bücking, Über basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanstalt. Berlin 1882.

J. Budai, Zur Petrographie der südlichen Hargitta. F. K. 1881. XI. 296.

F. J. P. van Calker, Mikroskopische Bilder Schonenscher Basalte. Mitteil. aus dem Mineral.-Geol. Institut der Reichsuniversität zu Groningen. Bd. I. Heft 1. 173. 1905.

Geo. W. Card, Analcite basalt from near Sidney. Records geol. Survey of New South Wales. Vol. VII. part II. 93. Sydney 1902.

— On the occurrence of Nepheline in post-triassic basalts of the Hawkesbury Sandstone Area. Ibidem Vol. VII. part IV. 236. Sydney 1903.

Geo. W. Card and J. B. Jaquet, The geology of the Cambewarra Mountain, N. S. Wales, with especial reference to the volcanic rocks. Ibidem Vol. VII. part III. 103. Sydney 1903.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel der geologischen Karte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1886.

J. Morgan Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.

Geo. S. Corstorphine, Über die Massengesteine des südlichen Teiles der Insel Arran, Schottland. T. M. P. M. 1895. XIV. 443.

Whitman Cross, An analcite basalt from Colorado. Journal of geology. Chicago 1897. V. 684.

Whitman Cross and W. F. Hillebrand, On the minerals, mainly zeolites, occurring in the basalt of Table Mountain near Golden, Colorado. Amer. Journ. 1882. XXXIII. No. 138. und XXXIV. No. 140.

J. M. Curran, On the structure and composition of a basalt from Bondi, New South Wales. Journ. and Proceed. Roy. Soc. of New South Wales for 1894. XXVIII. 217.

J. E. Diller, Hornblende basalt in Northern California. Amer. Geologist. XIX. April 1897. 253.

Corn. Doelter, Der geologische Bau, die Gesteine und Mineralien des Monzonigebirges in Tirol. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1875. XXV. 207—246.

— Über die mineralogische Zusammensetzung der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. T. M. M. 1876. 289—308.

— Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz 1882.

Fr. Eichstädt, Skånes basalter mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Sver. geol. Undersökn. Ser. C. No. 51. Stockholm.

S. E. Emmons, Wh. Cross und Geo. H. Eldridge, Geology of the Denver Basin, Colorado. U. S. geol. Survey. Monogr. XXVII. Washington 1896.

Konrad Fabian, Über einige Porphyrite und Melaphyre des Fassa- und Fleimsertales. Mitt. d. naturw. Ver. für Steiermark. Jahrg. 1902. 122. Graz.

L. Finckh, Über die Gesteine des Kenya und des Kilimandjaro. N. J. Centralblatt 1902. 204.

H. Foerstner, Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia 1881.

— Das Gestein der Insel Ferdinandea (1831) und seine Beziehungen zu den jüngsten Laven Pantellerias und des Ätna. T. M. P. M. 1883. V. 388.

— Das Gestein der 1891 bei Pantelleria entstandenen Vulkaninsel und seine Beziehungen zu den jüngeren Eruptivgesteinen der Nachbarschaft. T. M. P. M. 1897. XII. 510.

F. Fouqué, Contributions à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 283.

W. Freudenberg, Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. Mitt. Großh. Bad. geol. Landesanstalt. 1906. V. 185.

H. Veit Graber, Über Auswürflinge in den tephritischen Brockentuffen der Umgebung von Tetschen a. d. Elbe. T. M. P. M. 1896. XV. 291.

J. W. Gregory, Contributions to the geology of British East Africa. Part II. The geology of Mount Kenya. Q. J. G. S. 1904. LVI. 205.

Max Hartmann, Über Basalte der Aucklands-Inseln. N. J. 1878. 825.

Fr. H. Hatch, Notes on the petrographical characters of some rocks collected at Madagascar by the Rev. Baron. Q. J. G. S. XLV. 340. 1889.

— The lower carboniferous volcanic rocks of East Lothian (Carlton Hills). Trans. Roy. Acad. Edinburgh. 1892. XXXVII. 115.

J. Hazard, Über die petrographische Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten in der Lausitz. T. M. P. M. 1894. XIV. 297.

O. Herrmann und R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Hinterhermsdorf-Daubitz der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1897.

J. Hibsch, Erläuterungen zu der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt Tetschen. T. M. P. M. 1896. XV. 201. — Blatt Bensen, ibidem 1897. XVII. 1. — Blatt Rongstock-Bodenbach, ibidem 1899. XIX. 1. — Blatt Großpriesen, ibidem 1902. XXI. 465. — Blatt Aussig, ibidem 1904. XXIII. 305. — Blatt Kostenblatt-Milleschau, ibidem 1905. XXIV. 243.

F. A. Hofmann, Petrographische Untersuchung der Basalte des Ebsdorfer Grundes bei Marburg. N. J. B.-B. X. 196. 1895.

A. G. Högbom, Om Ragundadalens geologi. Sveriges geologiska Undersökning. Serie C. No. 182. Stockholm 1899.

O. von Huber, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine von Predazzo und des Monzoni. Z. D. G. G. 1899. LI. 89.

J. P. Iddings, Absarokite-Shoshonite-Banakite Series. Journ. of geol. 1895. III. 935.

— The dissected volcano of Crandall Basin, Wyoming. U. S. geol. Survey, Monographs XXXII. 89. Washington 1899.

— The intrusive rocks of the Gallatin Mountains, Bunsen Peak and Mount Everts. Ibidem 60.

— Absarokite-Shoshonite-Banakite Series. Geology of the Yellowstone National Park. II. 327. U. S. geol. Survey Monographs XXXII. Washington 1899.

J. A. Ippen, Über Melaphyre vom Cornon und theralithische Gesteine vom Viazzenatale bei Predazzo. N. J. Centralblatt 1903. 6.

E. Jannetaz, Note sur le feldspath orthose des Basaltes de Royat. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 372.

J. B. Jaquet and L. F. Harper, The geology of the Permo-Carboniferous rocks in the southeastern portion of New South Wales. With petrographical notes by G. W. Card. Records geol. Survey of New South Wales. VIII. 67. 105.

H. J. Jensen, Geology of the volcanic area of the East Moreton and Wide Bay Districts Queensland. Proc. Linnean Soc. of New South Wales. 1906. I. 73.

— The geology of Samoa and the eruption in Savaii. Ibidem 1906. XXXI. 641.

C. von John, Chemische und petrographische Untersuchungen an Gesteinen von Angra Pequena, der Cap Verdischen Insel St. Vicente und der Insel S. Miguel (Azoren). Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1896. XLVI. 279.

— Über Gabbro- und Graniteinschlüsse im Basalt von Schluckenau in Böhmen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1902. LII. 141.

E. Kaiser, Geologische Darstellung des Nordabfalls des Siebengebirges. Verhandl. naturhist. Ver. LIV. Bonn 1897.

H. Graf Keyserling, Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1902. LII. 211.

G. Klemm, Erläuterungen zu Sektion Stolpen der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1893.

K. von Kraatz-Koschlau, Der Hornblendebasalt von Mitlechtern. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1896. IV. Folge. 17. Heft. 23.

A. Lacroix, Sur l'existence de la leucite en veinules dans un basalte du Mont Dore. C. R. 23 novembre 1891.

— Leucite de la Banne d'Ordenche (Mont Dore). Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 318.

O. Lang, Zur Kenntnis der Verbreitung niederhessischer Basaltvarietäten. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. XXVI. 272. Berlin 1906.

J. M. Ledroit, Über die sogenannten Trachydolerite des Vogelsberges. Inaug.-Diss. Gießen 1886.

R. Lepsius, Das westliche Südtirol. Berlin 1878.

Giu. di Lorenzo e C. Riva, Il cratere de Vivara nelle Isole Flegree. Atti R. Accad. di Sc. fis. e nat. di Napoli. (2.) X. No. 8. 1900.

P. Marshall, Trachydolerites near Dunedin. Transact. Austral. Assoc. for the Advancement of Science. 1904. 183.

J. Martin, Beitrag zur Kenntnis der erratischen Basalte. Z. D. G. G. 1907. LIX. 49.

Giu. Mercalli, Contribuzione allo studio geologico dei Volcani Viterbesi. Mem. Pontif. Accad. Romana dei Nuovi Lincei. XX. 1903. Roma.

G. P. Merrill, Note on some eruptive rocks from Gallatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proceed. U. S. nat. Museum XVII. 637. Washington 1895.

J. C. H. Mingaye and H. P. White, Notes and analyses of Olivine-Basalt Rocks from the Sydney District. Records N. S. Wales geol. Survey. Vol. VII. Part III. 226. Sydney 1903.

O. Mügge, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. N. J. 1883. II. 189.
— Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885. N. J. B.-B. IV. 576. 1886.
H. Müller, Essexit und verwandte Gesteine der Löwenburg im Siebengebirge. N. J. 1907. B.-B. XXIII. 406.
E. V. Pacheco do Canto e Castro, Recherches micrographiques sur quelques roches de l'île de S. Miguel (Açores). Lisbonne 1888.
W. Poetz, Beiträge zur Kenntnis der basaltischen Gesteine von Nord-Syrien. Z. D. G. G. 1896. XLVIII. 522.
G. T. Prior, Petrographical notes on the rock specimens collected in Antarctic Regions during the voyage of H. M. S. Erebus and Terror under Sir James Clark Ross, in 1839—43. Min. Mag. 1899. XII. No. 55. 69.
— Contributions to the petrology of British East Africa. Comparison of volcanic rocks from the Great Rift Valley with rocks from Pantelleria, the Canary Islands, Ascension, St. Helena, Aden und Abyssinia. Min. Mag. 1903. XVI. 228.
H. Proboscht, Zur Petrographie des Fassatales. N. J. Centralblatt 1904. 79.
— Analcim-Melaphyr von Pizmeda. Ibidem 1904. 79.
H. Pröscholt und H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Ried (Eruptivgesteine), Römhild und Heldburg (Eruptivgesteine) der geol. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1895.
A. Renard, Notice sur les roches de l'île de Fernando Noronha. Bull. Acad. Roy. Belge. 1882. (3.) III. No. 4.
— Note sur les roches du Pic du Teyde (Ténérife). Mém. Soc. belge de géol. 1888. 67.
J. Romberg, Geologisch-petrographische Studien im Gebiete von Predazzo. S. B. A. 1902. 675.
H. Rosenbusch, Der Nephelinit vom Katzenbuckel. Freiburg i. B. 1869.
— Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls. N. J. 1872. 141—164.
V. Sabatini, Sopra alcune roccie della Colonia Eritrea. Boll. R. Comitato geologico d'Italia. 1899. XXX. 160.
F. Sandberger, Der Nephelinit vom Katzenbuckel. N. J. 1869. 337.
C. Schmidt, Untersuchung einiger Gesteinssuiten, gesammelt in Celebes von P. und F. Sarasin. Anhang zu P. und F. Sarasin, Materialien zu einer Naturgeschichte der Insel Celebes. IV. Wiesbaden 1901.
W. Schottler, Geologische Beobachtungen beim Bau der Bahnlinie Grebenhain-Gadern. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1904. (4.) Heft 25.
W. Schultz, Beiträge zur Kenntnis der Basalte aus der Gegend von Homburg a. Efze. N. J. B.-B. XVI. 241. 1903.
Th. Siegert, Erläuterungen zu Sektion Löbau-Herrnhut der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.
J. Soellner, Über das Vorkommen und die Verbreitung von Änigmatit in basaltischen Gesteinen. N. J. Centralblatt 1906. 206.
— Über Rhönit, ein neues änigmatitähnliches Mineral und über das Vorkommen desselben in basaltischen Gesteinen. N. J. B.-B. XXIV. 475. 1907.
H. Sommerlad, Vorläufiger Bericht über hornblendeführende Basalte. XX. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- und Heilkunde 1881.
— Über hornblendeführende Basaltgesteine. N. J. B.-B. II. 1882. 139.
— Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883. 262.
A. Streng, Über den Hornblendediabas von Gräfeneck bei Weilburg. XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883. 232.
P. Termier, Les éruptions du Velay. Bull. Serv. de la carte géologique de la France. Paris 1890, II. No. 13.
G. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.

W. H. Twelvetrees, Trachydolerite in Tasmania. Proc. Roy. Soc. of Tasmania. 1902.
H. S. Washington, The volcanoes of the Kula Basin in Lydia. New York 1894.
— On the basalts of Kula. Amer. Journ. 1894. XLVII. 144.
— The composition of Kulaite. Journal of geology Chicago. 1900. VIII. 610.
— Some analyses of Italian volcanic rocks. Amer. Journ. 1900. IX. 44.
— The Roman comagmatic region. Carnegie Institution of Washington, Publication No. 57. Washington 1906.
— The titaniferous basalts of the Western Mediterranean. A preliminary note. Q. J. G. S. 1907. LIII. 69.
— Catalan Volcanoes and their rocks. Amer. Journ. 1907. XXIV. 217.
— Linosa and its rocks. Journ. of geology XVI. 1. Chicago 1908.
K. Went, Über einige melanokrate Gesteine des Monzoni. S. W. A. CXII. 237. 1903.
L. van Werveke, Beitrag zur Kenntnis der Gesteine der Insel Palma. N. J. 1879. 815.

Es ist in diesem Buche an mehreren Stellen auf die wichtige Tatsache hingewiesen worden, daß gegenüber der lückenlosen Reihe vom Kalk-Alkaligranit zum normalen Syenit, Diorit und Gabbro in der gleichwertigen Reihe von Alkaligranit zum Alkalisyenit, Elaeolith- und Leucitsyenit und Essexit eine auffallende Lücke zwischen dem Elaeolithsyenit und Essexit vorhanden ist. Es fehlt also ein den Dioriten der ersten Reihe entsprechendes Glied in der zweiten Reihe. Dasselbe müßte gegenüber den Alkalisyeniten und Alkaligraniten durch höheren Gehalt an Kalknatronfeldspaten und femischen Gemengteilen charakterisiert sein, also chemisch ein allmähliches Anwachsen der Kerne $CaAl_2Si_4$ $\overset{II}{R}Si$ und $\overset{II}{R}_2Si$ bei Abnahme des Kernes $(Na, K)AlSi_2$ zeigen. Dieser auffallende Hiatus ist in der Reihe der Alkali-Ergußgesteine nicht vorhanden, sondern wir können hier heute schon eine bruchlose Reihe nachweisen. Ja statt einer einheitlichen Reihe haben wir, wenn man will, mehrere Parallelreihen, so daß der Typenreichtum bei den effusiven Alkaligesteinen ein weit größerer ist, als bei den effusiven Kalk-Alkaligesteinen. Und die Übergänge sind so allmähliche, daß eine Abgrenzung gewisser Hauptgruppen hier beträchtlich schwieriger ist, als in der Reihe Liparit-quarzfreier Liparit-Dacit-Andesit-Basalt. Man erinnere sich und vergleiche etwa die Reihen Ponzatrachyt-Arsotrachyt-Ciminit, Drachenfelstrachyt-Trachyandesit-Trachydolerit, Rhombenporphyr-Kenyit-Trachyandesit, Phonolith-tephritischer Phonolith-Trachydolerit-Nephelintephrit-Nephelinbasalt, Leucittrachyt-Leucitphonolith-Leucittrachydolerit-Leucittephrit-Leucitbasalt. Die Zeit scheint mir noch nicht gekommen, in der eine allgemein annehmbare, genauere Abtrennung der wichtigeren Zwischenformen möglich wäre. Daher sind an dieser Stelle die effusiven Äquivalente aller der wahrscheinlich vorhandenen, aber noch nicht aufgefundenen Tiefengesteine, welche dereinst die gähnende Lücke zwischen Elaeolith- und Leucitsyenit einerseits und Essexit andererseits ausfüllen werden, unter dem Sammelnamen Trachydolerite zusammengefaßt. Es kann heute nur unsere Aufgabe sein, den stofflichen Bestand der wichtigsten Glieder zu fixieren, ihre geologische

Assoziation und Verbreitung anzugeben und womöglich die Wegweiser aufzustellen, wo die Pfade sich scheiden.

Der Name Trachydolerit wurde bereits 1841 von Abich für gewisse Gesteine dieser Gruppe geschaffen, wesentlich auf Grund gewisser chemischer Erkenntnisse und es zeugt von hohem geologischem Takte, daß er trotz der mangelhaften Methodik seiner Zeit sich von beengenden Vorurteilen frei hielt. Wenn man dereinst die jetzige Sammelgruppe der Trachydolerite aufteilen wird, so dürfte ihr Namen den eigentlichen Effusivformen der Essexite erhalten bleiben. Noch ist diese Abteilung wenig umfangreich, aber wenn man von dem heutigen Stande unserer Erfahrungen aus in die Zukunft blickt und wenn die durch alle Erfahrung bisher gestützte Überzeugung von der Gesetzmäßigkeit der Gesteinsassociation nicht erschüttert wird, so geht sie raschem und großem Wachstum entgegen, denn in den zahlreichen basaltischen Provinzen Europas finden wir die Basalte, welche die Ergußformen der gabbroiden Magmen darstellen sollten, vergesellschaftet mit Nephelin- und Leucitgesteinen, mit Trachyandesiten, Trachyten und Phonolithen.

Mineralbestand der trachydoleritischen Gesteine.

Es liegt in der Natur der Trachydolerite als einer Sammelgruppe, daß ihr Mineralbestand ein sehr wechselnder ist. Für alle Abteilungen derselben aber ist es charakteristisch, daß, solange ihr Feldspatgehalt nicht bis zur Bedeutungslosigkeit herabsinkt neben den meistens herrschenden Kalknatronfeldspaten auch Alkalifeldspate vorhanden sind z. T. unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse, z. T. nur in der Grundmasse. Unter den Alkalifeldspaten, soweit sie der intratellurischen Periode angehören, kommt neben dem Sanidin auch dem Anorthoklas eine hohe Bedeutung zu, ganz besonders in den an die Alkalitrachyte und an die Phonolithe sich angliedernden Typen. Beide Feldspate haben dann die bei den Trachyten und Phonolithen beschriebene Tafelform nach M, zeigen die gleichen Zwillingsbildungen und führen dieselben Einschlüsse. Nicht gerade selten kommen sie auch als äußerste schmale Hülle um die Plagioklaseinsprenglinge vor. Eine Unterscheidung von Sanidin und Anorthoklas in der Grundmasse ist meistens undurchführbar. Sie erscheinen auch hier in sehr dünnen Tafeln und schmalen, nach der Kante P/M gestreckten Leistchen, äußerst selten in mehr isometrischer Gestaltung, begrenzt durch P, M und y im Gleichgewicht. Mit Zunahme des femischen Charakters der Gesteine verliert der Alkalifeldspat der Grundmasse rasch die idiomorphe Ausgestaltung und bildet dann einen Kitt, in welchem alle andern Grundmassegemengteile eingebettet sind. Die Menge dieses Kittes kann bei den den Limburgiten genäherten Trachydoleriten auf ein sehr geringes Maß herabsinken, so daß der sichere Nachweis desselben schwer werden kann.

Die Kalknatronfeldspate der intratellurischen Periode zeigen fast durchweg sehr anorthitreiche Mischungen. Am weitaus häufigsten

wurde Bytownit und Labradorit, seltener basischer Andesin nachgewiesen, in manchen Fällen auch mehr oder weniger reiner Anorthit. Dem entspricht es auch, daß der hier ebenso wie bei den Andesiten vorkommende Schalenbau weit weniger augenfällig ist, da die Differenz zwischen den anorthitreicheren zentralen und anorthitärmeren peripherischen Schalen eine geringere ist. Die Plagioklase der Grundmasse gehören vorwiegend dem Labradorit und Andesin an; albitreichere Mischungen, als sie den sauren Andesiten zukommen, wurden im ganzen recht selten beobachtet. Im Gegensatz zu den Alkalifeldspaten ist es zu betonen, daß die Kalknatronfeldspate der Grundmasse allenthalben idiomorph waren und nirgends in der Form eines verkittenden Cäments für die andern Gemengteile auftraten.

Leucit und Nephelin haben nicht die allgemeine Verbreitung, wie die Feldspate, und treten da, wo sie erscheinen, weit häufiger in der Grundmasse, als unter den Einsprenglingen auf. Im einen, wie im andern Falle ist ihr Idiomorphismus bei dem Leucit immer, bei dem Nephelin fast immer ein vollkommener. Nirgends wurde der Nephelin als gänzlich formloser Kitt beobachtet; auch wo das bei flüchtiger Betrachtung der Fall zu sein schien, erwies er sich bei genauerer Untersuchung als ein hypidiomorphkörniges Aggregat. Formen, Einschlüsse und Umwandlungsphänomene sind bei beiden Mineralien die gleichen, wie bei den Phonolithen und Tephriten.

Sodalith, Nosean oder Hauyn haben eine weite Verbreitung in den sich an die Trachyte des Arsotypus, an die Trachyandesite und die Tephrite anschließenden Trachydoleritformen. Sie kommen seltener in den an die Rhombenporphyre sich angliedernden Typen vor und werden selten in den Trachydoleriten im engeren Sinne. Reichlicher erscheinen sie dann wieder in den plagioklasarmen, zu den Nephelinbasalten hinüberführenden Formen. In manchen Typen ersetzen sie mehr oder weniger vollständig den Nephelin. Sie gehören meistens ganz augenscheinlich zu den intratellurischen Bildungen, erreichen auch nicht gerade selten die Dimensionen der andern Einsprenglinge und sind dann wegen ihrer oft blauen, gelben oder braunroten bis grauschwarzen Farben auch dem unbewaffneten Auge leicht kenntlich. Sehr oft aber sinken ihre Dimensionen ins Mikroskopische herab und dann bilden sie anscheinend einen Grundmassegemengteil. In beiden Fällen sind sie allenthalben, von gelegentlich vorkommenden Resorptionsphänomenen abgesehen, durchaus idiomorph. Sie verfallen auch in den Trachydoleriten früher als alle anderen Gemengteile dem bei den Phonolithen beschriebenen Zeolithisierungsprozeß, sehr selten der normalen Verwitterung zu steinmarkähnlichen Substanzen.

Unter den farbigen Gemengteilen kommt den Pyroxenen die erste Stelle und eine mit der Zunahme des femischen Charakters der Gesteine in gleichem Maße wachsende Bedeutung zu, sowohl bei den Einsprenglingen, wie in der Grundmasse. Die weiteste Verbreitung hat in den salischen Gesteinsformen ein hellgrüner, meistens schlank säulen-

förmiger, seltener nach (100) tafelförmiger Ägirinaugit, bezw. an Ägirinmolekülen reicher Diopsid, dessen optisches Verhalten auf einen nicht ganz unbeträchtlichen Gehalt an TiO_2 schließen läßt, unter den Einsprenglingen. Schalenbau mit nach außen zunehmendem c : c ist verbreitet, wobei dann der Kern oft aus farblosem Normaldiopsid, die äußerste Schale aus natronreichem, tiefgrünem Ägirinaugit besteht. Nur bei den sehr phonolithähnlichen Trachydoleriten findet sich hie und da reiner Ägirin als äußerste Hülle. — Demnächst ist ein Glied der Diopsid-Hedenbergit-Reihe mit stets schlank prismatischer Ausbildung unter den Einsprenglingen anzuführen. — In den femischen Trachydoleriten sind auch die Titanaugite mit Tafelform nach (100) und mit Sanduhrstruktur bei violettgrauer bis rotvioletter Farbe als Einsprenglinge ziemlich häufig. — Die Pyroxene der Grundmasse gehören bei den salischeren Gesteinen vorwiegend dem Ägirinaugit in kurz prismatischen, sehr selten in nadelförmigen Mikrolithen, in den mehr femischen Gesteinen dem Diopsid teils in kurzen Prismen, teils in eckigen Körnern an. Besonders in den den Limburgiten genäherten Trachydoleriten ist auch der Titanaugit oft der einzige Pyroxen der Grundmasse und zeigt dann dieselbe Sanduhrstruktur, wie die Einsprenglinge. Der Gehalt an Pyroxenen unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse steigt mit sinkendem Gehalt an SiO_2 und Alkalien und bedingt eine sehr vollkommene Übergangsreihe in die Limburgite und Augitite.

Ein basaltischer oder barkevikitischer Amphibol von brauner Farbe im durchfallenden Lichte tritt in einzelnen, aber im ganzen doch spärlichen Gliedern der Trachydoleritfamilie bald als alleiniger oder doch stark vorherrschender Einsprengling auf und kommt dann hie und da auch in vereinzelten Individuen in der Grundmasse wieder, aber für die Gesamtheit der Familie ist er entfernt nicht von der Bedeutung der Pyroxenmineralien und dasselbe gilt in erhöhtem Maße von dem Biotit, dessen oft auffallende Auslöschungsschiefe und Zwillingsbildung nach dem TSCHERMAK'schen Gesetze auf beträchtlichen Gehalt an TiO_2 schließen läßt.

Als Nebengemengteile enthalten alle Trachydolerittypen in wechselnden Mengen Eisenerze und Apatit; nur in den sauersten Gesteinsformen wurde sehr vereinzelt auch Zirkon beobachtet. Unter den Eisenerzen ist der nach seinen Kristallformen bestimmte Magnetit in der Grundmasse und nicht selten auch unter den Einsprenglingen in nicht unbeträchticher Menge anscheinend ausschließlich in den salischen Typen vorhanden, während in den femischen daneben auch Ilmenit erkannt werden konnte. Ob nicht auch der Magnetit titanhaltig sei, wurde bisher nicht festgestellt. — Der Apatit zeigt die in verwandten Gesteinen vorkommende Ausbildung, teils in schlanken Nadeln, teils in kurzen dickeren Prismen mit Basis und Grundpyramide. Er ist meistens vollkommen farblos, doch finden sich auch die farbigen Kristalle, wie in den Trachyten und Andesiten, mit der Absorption $E > O$. Seine Menge scheint mit zunehmendem femischem Charakter der Gesteine zu wachsen.

Unter den Übergemengteilen hat der Olivin eine fast allgemeine Verbreitung von den trachyt- und phonolithähnlichen Typen hinab bis zu den limburgitischen und erscheint nicht nur unter den Einsprenglingen, sondern oft auch in einer zweiten Generation. Die idiomorphe Ausbildung der Einsprenglinge mit denselben Kombinationen, wie in den Basaniten und Basalten hat oft durch Resorption gelitten, die Umwandlung in Serpentin ist allgemein verbreitet. Rote Farbe, zumal in den peripherischen Teilen deutet auf höheren Gehalt an Eisen, der aber nach dem optischen Charakter der farblosen Olivine nach den vorliegenden Beobachtungen stark schwankt.

Titanit mit dem Formentypus dieses Minerals in den Alkaligesteinen wurde bisher nur in den salischen Trachydolerittypen beobachtet und hier am regelmäßigsten in den den Trachyandesiten nächstverwandten.

In den trachytoiden und phonolithoiden Trachydoleriten findet sich oft in Fetzen und kleinen Kristallen, die gern siebartig von den übrigen Gemengteilen durchwachsen sind, ein mit großer Wahrscheinlichkeit zum Ainigmatit, bezw. Cossyrit gehöriges Mineral in ganz derselben Ausbildung, wie in den pantelleritischen Trachyten und Phonolithen. In den basaltoiden Trachydoleriten begegnet man in weiter Verbreitung einem nur in dünnsten Schliffen und bei stärkster Beleuchtung durchsichtig werdenden, krappbraunen bis tiefrotbraunen Mineral in hexagonalen Blättchen und unregelmäßigen Lappen, welches wegen seiner Übergänge in opaken scheinbaren Ilmenit gewöhnlich als Ilmenitglimmer gedeutet wurde. J. Soellner hat durch sehr sorgfältige und mühsame Untersuchungen gezeigt, daß diese Deutung für viele Fälle nicht zutrifft und erkannte darin ein neues, von ihm Rhönit genanntes Mineral, dessen überaus weite Verbreitung in trachydoleritischen Gesteinen und insbesondere in den Trachydoleriten im engeren Sinne sich täglich deutlicher herausstellt. Für Rhönit gibt J. Soellner nach einer Analyse von Max Dittrich (SiO_2 24.42, TiO_2 9.46, Al_2O_3 17.25, Fe_2O_3 11.69, FeO 11.39, MnO Sp., MgO 12.62, CaO 12.43, Na_2O 0.67, K_2O 0.63, Sa. 100.56) die Formel $(Ca, Na_2, K_2)_3 \overset{II}{Mg}_4 \overset{II}{Fe}_2 \overset{III}{Fe}_2 Al_4 (Si, Ti)_6 O_{30}$ und stellte durch Messung der ebenen Winkel desselben in den Durchschnitten eine überraschende Übereinstimmung mit den Winkeln des Cossyrits und Ainigmatits fest, aus der er einen Isomorphismus mit diesen Mineralien ableitet. Die erforderliche chemische Grundlage für den angenommenen Isomorphismus gewinnt er durch die Annahme, daß der Rhönit sich aufbaue aus einer isomorphen Mischung der Moleküle $\overset{II}{R}\overset{III}{R}_2 (SiTi) O_6$ und $\overset{II}{R} SiO_4$ und daß in dem Cossyrit und Ainigmatit dieselben Moleküle in isomorpher Mischung vorliegen, wobei aber in dem letzten derselben die Orthokieselsäure durch die Trikieselsäure vertreten sei. Sie müßten dann auf die gleiche Zahl von Sauerstoffatomen gebracht und also $\overset{II}{R}_2 \overset{III}{R}_4 (SiTi)_2 O_{12}$ und $\overset{II}{R}_3 (SiO_4)_3$ geschrieben werden. Bei dem Rhönit sind dann diese beiden Moleküle im Verhältnis 3 : 2, im Cossyrit

im Verhältnis 6.5 : 6, aber mit (Si_8O_8) statt (SiO_4) und im Ainigmatit im Verhältnis 2 : 8 vorhanden, hier aber mit nur partieller Vertretung der Orthokieselsäure durch die Trikieselsäure. — Der Rhönit, als triklin angenommen und auf das Achsenkreuz des Cossyrits, bezw. Ainigmatits bezogen (man vergl. diese Mineralien in Bd. I. 2. S. 382) bildet dann unter Entwicklung der Flächen (010) (100) (110) ($1\bar{1}0$) (001) ($\bar{1}11$) (111) ($1\bar{3}1$) ($\bar{1}31$) hornblendeähnliche Säulchen oder tafelförmige Kristalle nach (010). Die Durchschnitte haben genau dieselben Formen und sehr nahezu die gleichen Winkel, wie sie an der zitierten Stelle für den Ainigmatit angegeben sind. Der Rhönit zeigt bisweilen Zwillingsbildung nach (010). Die Dimensionen der Rhönitkristalle messen im allgemeinen nach Hundertsteln von Millimetern, sinken aber bis auf 0,003 mm und steigen nur ganz ausnahmsweise auf etwa 0,25 mm. Spaltung nicht ganz so vollkommen wie bei Hornblende nach den sich unter 114° schneidenden Flächen des Prismas. Spez. Gew. etwas höher als 3.56. Im auffallenden Lichte schwarz mit Stich ins Braune bei fast metallischem Glanz, Strich rotbraun, im durchfallenden Lichte nur bei äußerster Dünne rotbraun durchsichtig mit Pleochroismus c dunkelrotbraun bis schwarz > b braun > c braun mit Stich ins Grüne. Brechungsvermögen ähnlich wie bei Hornblende, Ebene der optischen Achsen wenig abweichend von (010), Auslöschungsschiefe auf Schnitten senkrecht zur Prismenachse etwa 7° gegen die Trace von (010), auf Schnitten annähernd parallel zu (010) c : c im spitzen Winkel β etwa 39°40′, auf Schnitten annähernd senkrecht zu (010) und parallel a etwa 11° gegen die Trace von (010). Optischer Charakter anscheinend positiv, Dispersion $\varrho < v$. Alles nach Soellner's Angabe. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß der Rhönit zu einer Art Leitmineral für die Effusivformen der essexitischen Magmen wird, da er mir bisher nur aus solchen, sowie aus Nephelinbasalten, Leucitbasalten und Limburgiten bekannt geworden ist. Doch wird man sich hüten müssen, nun alle schwer durchsichtigen und dann rotbraunen Substanzen für Rhönit zu halten. Die sichere Bestimmung derselben ist dank Soellner's Arbeit sehr erleichtert worden.

Klassifikation und Struktur der Trachydolerite.

Daß der Gesteinsbegriff ein fließender sei, davon überzeugt man sich auf keinem Gebiete besser als bei der Familie der Trachydolerite, wo man Gesteinsreihen von den verschiedensten Ausgangspunkten ausgehend nach den Trachydoleriten im engeren Sinne konvergieren sieht. Für eine definitive Systematik fehlt es noch an Breite und Sicherheit der Erfahrung.

Die eine dieser Reihen, welche von den Trachyten ausgeht, wollen wir als die Reihe der **trachytoiden Trachydolerite** bezeichnen. Schon die Abgrenzung derselben von den echten Trachyten ist einigermaßen willkürlich. Der Mineralbestand ist qualitativ derselbe, wie bei den Trachyten, nur die relativen Mengen der feldspatoiden und farbigen Ge-

mengteile ist eine andre und die Summe der letzteren wächst nicht sprungweise, sondern sehr allmählich. In diesem Buche sind die Arsotrachyte und Rhombenporphyre und Kenyite den Trachyten zugezählt, Prior stellt die Kenyite zu den Trachydoleriten. Für jede dieser Auffassungen lassen sich Gründe anführen und es wird die Entscheidung einer sich nach und nach herausbildenden Tradition, bezw. einer rein konventionellen Übereinkunft sein, welches Verfahren zu adoptieren ist, falls nicht die wachsende Erfahrung heute noch unbekannte Kriterien für eine Entscheidung zwischen diesen Gruppen liefern sollte, die wir bisher fast ausschließlich von den großen Vulkanen der ostafrikanischen Senkungsgebiete kennen. Prior beschreibt solche Gesteine, die sich aufs engste an die Kenyite anschließen, mit vitrophyrischer Struktur von Domo Larabval, mit trachytischer Struktur und reichlichem Glaskitt aus dem Naiwasha und Kikuyu-Gebiete und mit holokristallin trachytischer Struktur aus dem letztgenannten. Als mineralogisch bedeutsam nennt er die Vorherrschaft des Anorthoklas unter den Feldspaten, im ganzen spärlichen, blaßgrünen Diopsid und etwas Olivin unter den Einsprenglingen. Das Vorkommen solcher Kenyite oder ihnen nahe stehender Formen am Kilimandjaro geben Prior, Gregory und L. Finkh an und letzterer beobachtete in ihnen auch Leucit neben Nephelin am Kibo, was ihre Beziehungen zu den Rhombenporphyren dieses Vulkans kennzeichnet. Mir liegen Proben aus der Meru-Landschaft vor, die Einsprenglinge von Anorthoklas und einem an der Grenze von Diopsid und Ägirinaugit stehenden Pyroxen in holokristalliner Grundmasse aus Feldspatleisten, etwas Nephelin, sehr viel Magnetit und gleichfalls sehr reichlichem hellgrünem bis farblosem Diopsid führen. — Ein den Rhombenporphyren nahestehender Trachydolerit, den Herr Prof. Uhlig am Kibo sammelte und der von L. Finkh bestimmt wurde, zeigt die den Phonolithen eigene dünnplattige Absonderung und enthält winzige mikroskopische Einsprenglinge von hellgrünem Ägirinaugit, Magnetit, etwas Nephelin und vereinzeltem Leucit in holokristalliner Grundmasse aus kurzen Leistchen von Sanidin oder Anorthoklas mit viel Diopsidkörnern und Erzstaub in großer Menge. — Durch reichliche Einsprenglinge von brauner Hornblende neben Diopsid und etwas Olivin zeichnet sich ein in 500 m über der Sohle des ostafrikanischen Grabens bei Engaruka anstehender Trachydolerit aus, dessen Grundmasse aus schlanken Diopsidsäulen, Leistchen von Sanidin und nicht reichlichem saurem Plagioklas nebst Magnetitoktaëdern in großer Menge besteht. Nephelin ist sehr wahrscheinlich in kleiner Menge vorhanden, wurde aber nicht zweifellos nachgewiesen. — Ein Übergangsglied nach der nächsten Reihe bilden Blöcke aus den Tuffen der Kleinhügel zwischen Viehboma und Mbuguni in der Steppe südwestlich vom Kilimandjaro; in dichter holokristalliner Grundmasse aus Sanidinleisten, idiomorphem Nephelin mit sehr reichlichen Diopsidmikrolithen und Magnetitoktaëdern liegen zahlreiche makroskopische Einsprenglinge eines diopsidischen Pyroxens mit kräftiger Dispersion der Achse A und deutlicher Bissectricendisper-

sion, sehr spärliche von brauner Hornblende und mikroskopische von Sanidin, Nephelin und Magnetit. Der sonst spärliche Apatit ist in diesem grauschwarzen Gestein ziemlich reichlich vorhanden. — An die Alkalitrachyte von siebengebirgischem Charakter schließt sich ein trachytoider Trachydolerit aus dem Waldgürtel über Mashi am Kilimandjaro im oberen Mrusunga-Gebiete an, der Einsprenglinge von Labradorit, kleinen Olivinen und Magnetit in glasdurchtränkter Grundmasse aus Leisten und Rektangeln von Sanidin mit viel Magnetit und kurzen Säulchen von farblosem bis grünlichem, seltener bräunlichgrauem Diopsid nebst spärlichen Biotitblättchen führt.

Die Strukturen aller dieser trachytoiden Trachydolerite, soweit sie nicht vitrophyrisch sind, liegen zwischen der typischen Trachytstruktur und den pilotaxitischen und hyalopilitischen Strukturformen der Basaltgesteine und die Übergänge vollziehen sich in gleichem Schritt mit dem Anwachsen der nicht feldspatoiden Gemengteile.

Eine andere Reihe von trachydoleritischen Gesteinen geht von den Phonolithen aus und läuft nach den Nephelinbasalten hin. Die Glieder dieser Reihe mögen als **phonolithoide Trachydolerite** bezeichnet werden. Einen sehr interessanten festen Punkt in derselben bilden die effusiven Äquivalente der Shonkinite. Auch der Schilderung dieser Reihe lege ich Vorkommnisse zugrunde, die von Herrn Prof. Karl Uhlig in Deutsch-Ostafrika gesammelt wurden und deren genaue Beschreibung man von Herrn L. Finkh erwarten darf. Sehr nahe den Phonolithen stehen die Laven vom Gipfel des Vulkans Lo Malassin etwa 12 km WSW von Engaruka im ostafrikanischen Graben. Dennoch tritt ihr trachydoleritischer Charakter deutlich hervor durch das Fehlen oder doch sehr spärliche Auftreten der feldspatoiden Gemengteile unter den Einsprenglingen, die hier von stark opacitisch verändertem braunem Amphibol und Biotit, grünem Ägirinaugit, Magnetit und Titanit geliefert werden, während sich die Grundmasse aus Sanidin mit verhältnismäßig wenig Nephelin, viel farblosem Diopsid, der in einer Probe durch Ägirinaugitnadeln vertreten wird, und viel Magnetit aufbaut. — In einem Vorkommen am Bache Natumore in der Ebene am Südfuß des Meru fehlt der Biotit unter den Einsprenglingen, in der Grundmasse ist der Nephelin zu hohem Betrage durch Sodalith vertreten, die Magnetitmenge ist geringer und der Sanidin wird von ziemlich reichlichem Oligoklas begleitet. Nahezu denselben Charakter zeigt eine Lava vom Towaila (Domberg), SO vom Meru, und von dem Meruni-Krater am Towaila, die erste mit einzelnen Sanidineinsprenglingen und die zweite reicher an Nephelin in der Grundmasse. — Ebenso wurde dieser Typus aus den Konglomeraten im Bachbett des Olbossare am Südfuß des Meru gesammelt, z. T. mit nicht unbeträchtlichem Rhönitgehalt, z. T. in vitrophyrischer Struktur mit Einsprenglingen von Anorthoklas und von Andesin, Diopsid und Ägirinaugit, Titanit und Magnetit, während die reichliche Glasbasis nur vereinzelte trichitische Feldspatleisten als kristalline Ausscheidungen enthält. — Holokristallinporphyrisch mit Oligoklas neben Sanidin in der an Ägirinaugit reichen, nephelin-

und erzfreien Grundmasse und mit Ägirinaugit, Titanit, Nephelin und Sanidin als Einsprenglingen liegt phonolithoider Trachydolerit aus den Brockentuffen des Sees Olduroto in der Ebene zwischen Meru und Kilimandjaro vor. — Durch geradezu massenhafte Magnetitoktaëder und einen dichten Filz von ganz hellgrünen Ägirinnädelchen in der Grundmasse zeichnet sich ein plagioklasfreier phonolithoider Trachydoleritstrom des Oldonyo Sambu aus, dessen Proben an der Moriro-Quelle nördlich vom See Magad gesammelt wurden.

P. Marshall beschrieb und analysierte phonolithoide Trachydolerite, die eine beträchtliche Verbreitung in der Umgebung von Dunedin, Neu-Seeland, haben. Sie sind nach seinen Angaben, die ich nach gütigst mitgeteilten Proben vollinhaltlich bestätigen kann, von den Trachydoleriten im engeren Sinne durch das Fehlen der Plagioklase und den hohen Nephelingehalt, von den Phonolithen durch den Reichtum an Eisenerzen und dunklen Gemengteilen, von den Kenyiten durch das Fehlen des Anorthoklas und den Gehalt an Nephelin und Sodalith unterschieden. Bei ausgesprochen porphyrischer Struktur von meistens trachytischem, aber auch nephelinitoidem und vitrophyrischem Gefüge enthalten sie als, oft gerundete, Einsprenglinge Titanaugit, oft mit Mänteln von Ägirinaugit. Olivin, der auch hie und da von Ägirinkörnern und Magnetit umkränzt wird, und von Sanidin in glasiger, oder wenn kristallin, aus Sanidin und Nephelin in wechselnden relativen Mengen, Ägirin in Nadeln und Körnern nebst oft reichlichem Cossyrit und Magnetit bestehender Grundmasse. Auch stark resorbierte Hornblende kommt mehrfach in den phonolithähnlich grünen Gesteinen vor. Eine mir vorliegende Probe vom Sea View unfern Dunedin auf der Halbinsel Otago führt Einsprenglinge von bräunlichem Diopsid mit Mänteln von Ägirinaugit und Sanidin in holokristalliner Grundmasse aus Sanidin und Nephelin mit sehr reichlichen Körnern und Stäbchen von Ägirinaugit und Cossyrit und darf geradezu als eine **Ergußform der Shonkinite** bezeichnet werden. — Ebenso möchte ich ein Vorkommen von Puketeroki mit Einsprenglingen von Diopsid und Sanidin in einer wesentlich aus Sanidin mit etwas Leucit und Nephelin nebst sehr reichlichem Diopsid und etwas Cossyrit aufgebauten Grundmasse als eine **Ergußform der Leucitshonkinite** ansehen.

Von der Cueva del Hielo am Pico de Teyde wurde mir der Typus der phonolithoiden Trachydolerite in einer plagioklasfreien, nephelinarmen und sanidinreichen Form bekannt. Ein anderer Typus mit spärlichen Einsprenglingen von resorbierter brauner Hornblende, Ägirinaugit, Sanidin, Oligoklas und Hauyn in erzarmer, sanidin- und oligoklasreicher Grundmasse mit reichlichem Gehalt an Ägirinaugitnadeln findet sich bei Chio auf Tenerife; der Habitus dieses dunkelschwarzgrauen Gesteins ist bereits deutlich basaltisch.

Während diese Gesteine einem saureren, sehr sanidinreichen Shonkinittypus in effusiver Gestaltung entsprechen würden, liegt der basischere Normalshonkinit mit hohem Nephelingehalt in effusiver Gestaltung

in dem sog. Nephelinbasalt des Katzenbuckels vor. Die ältesten Ausscheidungen sind der Apatit und der Magnetit, der auch hier gern in größeren, mit bloßem Auge oder mit der Lupe erkennbaren Einsprenglingen auftritt, in denen die Ätzung mit Salzsäure ein Netzwerk von tief nelkenbraunen, auf der Oktaëderfläche ihres Wirtes orientiert eingewachsenen Ilmenitglimmerblättchen freilegt, wie G. Lattermann nachwies. Dann folgte die Ausscheidung von Olivin in kleinen, nur mit der Lupe erkennbaren, idiomorphen Individuen. Zahlreiche und auffällige Einsprenglinge bildet der titan- und alkalihaltige, nach (100) tafelförmige, terminal von $(\bar{1}11)$, gelegentlich auch mit (221) begrenzte, im auffallenden Lichte grüne bis beerblaue, im durchfallenden Lichte grüne Pyroxen mit $c : c = 39^0$ etwa und mit deutlichem Schalenbau. Als mikroskopische Einsprenglinge treten ferner der Nosean und gelegentlich auch der Nephelin auf. In der Grundmasse kehren alle die genannten Mineralien mit Ausnahme von Olivin, Nosean und Apatit wieder, und zu ihnen gesellen sich Biotit, Amphibol und reichlicher Sanidin; Ilmenit und Magnetit erscheinen aber hier gesondert in selbständigen Individuen. Die Pyroxenmikrolithe sind aber Ägirinaugit mit $c : c > 52^0$, während die Einsprenglinge zum sesquioxydreicheren diopsidischen Pyroxen gehören. Der Amphibol der Grundmasse hat nach W. Freudenberg bei prismatischer Gestalt mit herrschendem (100) und (010), zurücktretendem (110) a strohgelb, b tiefrotbraun bis braunviolett, c hellgelb bis gelblich oliv, $c : c = 15^0$—25^0 mit $c : c_v < c : c_\varrho$. Außerdem kommt in zierlichen Prismen ein schwächer doppelbrechender Amphibol mit normalsymmetrischer Achsenlage vor, der bisweilen mit dem Pyroxen in paralleler Stellung verwächst und b nahe bei c im spitzen Winkel β hat. Der Sanidin bildet über 10 mm lange Leisten und ist der jüngste Gemengteil, Biotit kommt nur spärlich vor. Der Aufbau des Gesteins ist nicht an allen Stellen der gleiche, wie schon G. Lattermann feststellte; Freudenberg fand, daß die sanidinreichsten und nephelinärmeren Varietäten ihre Hauptverbreitung am SO.-Abhang des Katzenbuckels haben, die sanidinärmsten bis fast -freien Arten am Nordwestrand des Berges, während die am Gipfel am Gaffstein anstehenden Gesteine Sanidin und Nephelin in etwa gleicher Menge führen. Ebenso ist das Mengenverhältnis der feldspatoiden und farbigen Gemengteile in dem Gestein ein lokal verschiedenes. Die Struktur wechselt vom feinkörnigen bis zu anamesitischem Gefüge und vom deutlich und ausgeprägt porphyrischen Gewebe bis zu fast körniger Entwicklung. Auch die Beimengung von geringen Quantitäten eines farblosen glasigen Kristallisationsrückstandes wird angegeben und an einer randlich gelegenen Stelle des Gesteinsareales auf der Nordostseite des Berges fand Freudenberg sogar eine vitrophyrische Ausbildung. — Die Umwandlungserscheinungen sind die normalen; Zeolithbildung ist sehr verbreitet und ergreift hauptsächlich den Nosean und Nephelin. Auf Klüftchen und auf der angewitterten Oberfläche loser Stücke findet man oft Granat, der seine Entstehung wohl dem Augit verdankt, wie schon Lattermann erkannte. — Sehr

nahe verwandt mit dem shonkinitischen Trachydolerit des Katzenbuckels ist die Kuppe von sog. Nephelinbasalt im Keuper des Steinsberges bei Weiler unfern Sinsheim im badischen Bauland, der bei sehr femischem Charakter Einsprenglinge von Biotit und Olivin in einer Grundmasse aus stark vorherrschendem Pyroxen mit Nephelin, dem Sanidin in kleiner Menge, in manchen Präparaten auch etwas Plagioklas beigemengt sind. — In dem gleichfalls stark femischen Nephelinbasalt von Auerbach an der Bergstraße gewinnt Plagioklas die Vorherrschaft über den den Nephelin begleitenden Orthoklas. — Ebenso ist der Charakter mehr theralitisch in einem Trachydolerit von Bulau, östlich von Offental bei Langen zwischen Darmstadt und Frankfurt, welchen ich von Herrn Prof. Klemm als Nephelinbasanit erhielt. Reichliche Einsprenglinge von basaltischer Hornblende und von Augit nebst spärlichem Olivin liegen in einer Grundmasse aus äußerst zahlreichen Pyroxenmikrolithen, die mit abnehmenden Dimensionen mehr und mehr schlank werden und sich durch sehr kleines c : a als dem Ägirin nahestehende Ägirinaugite erweisen, aus viel Magnetit, etwas gelblichem Glase und nicht eben spärlichen, rundlichen, quadratischen und hexagonalen Durchschnitten eines farblosen, schwach lichtbrechenden, isotropen Minerals. Da in einem salpetersauren Auszuge des Gesteinspulvers Chlor und Schwefelsäure nachgewiesen wurden, kann es nicht Analcim sein, sondern muß als ein Glied der Sodalithfamilie angesehen werden. Durch diese Gesteine hängen die shonkinitischen Trachydolerite mit der nächsten Gruppe zusammen.

Eine dritte Reihe trachydoleritischer Gesteine, die wir als **tephritische Trachydolerite** bezeichnen wollen, geht von den Trachyandesiten einerseits, den Leucit- und Nephelintephriten andrerseits aus und endet in den Trachydoleriten im engeren Sinne mit stark femischem Charakter und spärlichem Gehalt von Nephelin oder Leucit, welche nahezu limburgitischen Charakter tragen. Diese Reihe ist in vorzüglicher Weise durch die Untersuchungen von J. E. Hibsch aus dem böhmischen Mittelgebirge bekannt geworden. Unmittelbar an die Hauynandesite schließen sich die Gesteine an, welche er als Hauyntephrit bezeichnete und als deren Charakteristikum er die Mineralkombination des Plagioklas mit einem Mineral der Sodalithfamilie betrachtete. Es sind lichtgraue Gesteine mit Einsprenglingen von spärlichem, stark korrodiertem Amphibol, grünem Ägirinaugit, Plagioklas und Hauyn in einer Grundmasse aus Oligoklas, neben dem oft Leucit erscheint, Ägirinaugit, Magnetit, Titanit und Apatit. Wenn Nephelin neben Plagioklas sich findet, so füllt er die Zwickel zwischen den Feldspaten der Grundmasse aus. Dahin gehört eine Decke im Brockentuff des Dobrankatales bei Birkigt, SO. Tetschen und an der Kolmer Scheibe, wo Sodalith den Hauyn ersetzt. — In den Brockentuffen gibt Graber Nosean (in Zeolithe umgewandelt) gleichaltrig mit dem Pyroxen, ferner Titanit und Feldspat (zunächst in Analcim und dann in eine trübe erdige Masse umgewandelt) als Einsprenglinge an. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Feldspat mit spärlichem Pyroxen und viel Magnetit. Die Einsprenglingsfeldspate

sind Labradorit mit Oligoklashüllen und Sanidinmänteln, in der Grundmasse herrscht der Sanidin. Dieser salische Typus wird auf Blatt Bensen als phonolithoider Hauyntephrit bezeichnet, wie es Graber auch bei den Vorkommnissen von Blatt Tetschen getan hatte. Die Gesteine bilden eine Decke 270 m ü. d. M. ONO Höflitz und in höherem Niveau (320–330 m) N und NO von Höflitz und erscheinen stockförmig in der Gegend von Reichen, wo Einschlüsse von Elaeolithsyenit gefunden wurden, und Steinbach, Blatt Bensen. Es sind dunkelgraue, durch Augit, korrodierte Hornblende und Hauyn porphyrische Gesteine mit akzessorischem Titanit und derselben Grundmasse. Zusammensetzung wie bei Tetschen. — Sodalithtephrit von salischem Charakter und hellgrüner Farbe mit trachytoider Struktur und holokristallinporphyrisch bildet Gänge und Stöcke an der Netterskoppe, SW Tannenberg, am Sperlingsstein, Antelberg bei Bensen und findet sich in den Tuffen der Kolmer Scheibe. — Auf Blatt Großpriesen treten Hauyn- und Sodalithtephrite teils mit grauer Farbe und salischem (phonolitoidem), teils mit dunkelgrauer bis schwarzer Farbe und femischem (basaltoidem) Charakter auf. Im ersten Falle sind die Einsprenglinge saurer Labradorit, Augit oder Ägirinaugit, Hornblende, Biotit, Titanit und die fast immer holokristalline Grundmasse besteht aus Leisten von Alkalifeldspat und Plagioklas, Ägirinaugit, Biotit, Magnetit, Sodalith oder Hauyn und Titanit. Die Hornblende ist randlich resorbiert und ihr früherer Raum wird von Analcim, Augit und Magnetit erfüllt. Bei basaltoidem Habitus und femischem Charakter sind die Einsprenglinge Augit, Hornblende, Magnetit und Hauyn oder Sodalith, während der Feldspat fehlt und die Grundmasse besteht aus Augit, Magnetit, Kalknatronfeldspat, Alkalifeldspat und farbloser Glasbasis oder Analcim. Diese Gesteine sind in Gängen auf Blatt Großpriesen verbreitet und bilden eine Decke am Kronhübel auf Blatt Bensen. — Auch auf Blatt Kostenblatt-Milleschau sind dunkelgraue bis schwarze Trachydolerite der beiden Typen verbreitet, oft porphyrisch durch Augit oder Hornblende nebst saurem Labradorit, bisweilen auch durch Sodalith oder Hauyn; die an Magnetit, graugrünem Diopsid oder gelbgrünem Ägirinaugit reichen Grundmassen enthalten mehr Kalknatronfeldspat als Sanidin, daneben ein Sodalithmineral, selten auch Leucit. Glasreich sind die Vorkommnisse vom Toten Berg und Stakuberberg W. Kostenblatt. Das Glas ist meistens farblos, selten braun und dann in der Randzone des Gesteins (Biliner Skala); mit Zunahme der Glasbasis verschwinden die Sodalithmineralien; diese Trachydolerite treten in Quellkuppen, Schlotten und Gängen auf. — Ebenso finden sich die Sodalith- und Hauyntephrite auf Blatt Aussig, auch hier in Gesellschaft von Leucit- und Nephelintephriten. — Schon auf Blatt Tetschen beobachtete Hibsch, daß auch die Nephelintephrite eine sehr femische, trachydoleritische Ausbildungsform annehmen, für die Hibsch eine Zusammensetzung aus 3% Magnetit, 25% Ägirinaugit, 70% korrodierter Hornblende nebst etwas Oligoklas und Orthoklas berechnete. Er nannte sie andesitische Tephrite.

Nach DE LORENZO sind Hauyntephrite mit basischem Plagioklas auch am Süd-, Ost- und Nordabhang des dem böhmischen Mittelgebirge nahe verwandten Monte Vulture bei Melfi, so im Vallone di Maulá, Valle Grande, Valle della Castagno, zwischen Rionero und dem Pizzuto di Melfi verbreitet. — Auch in den Breccien des Tuffkraters der Insel Vivara fanden DE LORENZO und C. RIVA Trachydolerite mit basischem Labradorit und mit reichlichem Sodalith, der sich wesentlich in hellen Flecken auf dem grünlichen Gestein anreichert.

Auch im Kaiserstuhl begegnet uns dieser Typus in der Umgebung von Oberbergen mit großen Pyroxenen, vereinzelten Hornblendesäulen, großen Magnetitoktaëdern und spärlichen zeolithisierten Hauynen in holokristalliner Grundmasse aus Leisten von Labradorit und Sanidin nebst zeolithisiertem Nephelin mit verhältnismäßig wenig Pyroxenmikrolithen und Magnetit in salischer Ausbildung und ebenso liegt er mir von Le Lioran im Cantal ohne Mineralien der Sodalithfamilie unmittelbar an die siebengebirgischen Trachyandesite sich anschließend vor.

In der Reihe vom Leucittrachyt zum Leucittephrit und Leucitbasalt kommen nach GIU. MERCALLI im Ciminischen Gebirge reichlich olivinhaltige Trachydolerite zusammen mit den andern Leucitgesteinen mehrfach vor. Die vulkanische Tätigkeit begann hier im Pliocän mit der Eruption von Trachyten mit großen Sanidin-Einsprenglingen (er nennt sie andesitische Trachyte), die gewaltige Eruptivkuppen ohne loses Material bilden. Darauf folgte die Effusion von biotitreichen Trachyten mit kleinen Sanidinen (peperino lavico), begleitet von enormen Massen losen Auswurfsmaterials, welche sich als Schlammströme weithin ausdehnten (peperino tufaceo). Auf diese folgte am Gipfel und an den Flanken der großen Kuppen (Monte di Soriano, Monte della Quercia, Poggio Pucci u. a.) der Erguß von Trachydoleriten (andesite olivinica) ziemlich sauren Charakters. Mehr basaltoiden Charakter haben die leucitischen Trachydolerite, die im Eruptivgebiet des Montefiascone (Vulcani Vulsinii) zusammen mit Leucittephrit und Leucitit erscheinen.

Hierher wird man auch jene interessante Gruppe von Gesteinen zählen, welche IDDINGS aus dem Yellowstone National Park und seiner Umgebung unter dem Namen der Absarokit-Shoshonit-Banakitreihe beschrieben hat. Sie treten als Ströme und Gänge auf und haben teils angenähert trachytischen oder phonolithischen, teils durchaus basaltischen Habitus. Sie sind insgesamt bald porphyrisch, bald anscheinend oder wirklich körnig, bald aphanitisch, bald phanerokristallin und für den stofflichen Bestand aller Glieder der Reihe ist ein Gehalt an Orthoklas in der Grundmasse charakteristisch. Die Absarokite stellen ein femisches Endglied der Reihe dar, das durch reichliche Einsprenglinge von Olivin und Augit bei fehlendem Feldspat in einer Grundmasse, deren Entwicklung zwischen einem dunklen Glase bis zu fast phaneromerer hellgrüner Gesteinsmasse wechseln kann, charakterisiert sind. Sie werden in diesem Buche unter den, den Limburgiten verwandten, Ergußgesteinen von lamprophyrischem Charakter besprochen werden.

Die Verbreitungsgebiete dieser Gesteine liegen in dem Crandall Basin, in der Absaroka Range und auf dem Two Ocean Plateau im Gebiete des Yellowstone National Park. —

Die seltenen Banakite, meistens gangförmig, seltener in Strömen, finden sich im Crandall Basin, im Ishawooa Cañon und im Quellgebiet des Stinkingwater. Die Gänge im Quellgebiet des Lamar River und am Hoodoo Mountain sind hellgrau und aphanitisch mit Einsprenglingen von schwarzem Pyroxen und Rostflecken von serpentinisiertem Olivin. In der holokristallinen Grundmasse treten die dunklen Gemengteile gegen die feldspatoiden zurück; diese bilden Leisten und Tafeln von unregelmäßigen Umrissen und bestehen aus Orthoklas mit Plagioklaskernen und werden von reichlichem Analcim, teils als Drusenfüllung, teils als normalem Gemengteil begleitet. Als dunkle Gemengteile sind Augit, Biotit, Magnetit, etwas Ilmenit und Apatit vorhanden. — Ein dunkelgrauer, wachsglänzender Gang im Ishawooa Cañon enthält unter den Einsprenglingen Feldspattafeln. Diese herrschen auch in der kristallinen Grundmasse und wurden als Orthoklas mit Kernen von Labradorit Ab_2 An_3 bestimmt; sie werden von einer isotropen Substanz verkittet, deren Zugehörigkeit zu Analcim oder Sodalith unentschieden bleibt. Augit und Biotit sind reichlich beigemengt. — Ein Gang aus dem Quellgebiet des Stinkingwater hat neben Einsprenglingen von Olivin auch solche von Pyroxen, deren Farbe auf Ägirinaugit deutet. — Am SO-Zweige des Beaverdam Creek wurde ein Strom von dunkelgrünem Leucit-Banakit mit Einsprenglingen von Labradorit, Olivin und Augit beobachtet, dessen holokristalline Grundmasse aus Leucit und ungestreiftem Feldspat (Orthoklas oder saurer Plagioklas mit kleinen Auslöschungsschiefen), Augit, Magnetit und etwas Nephelin besteht. Etwas hellbrauner Biotit, Magnetit und Apatit in größeren Individuen gesellen sich hinzu. Diese Gesteinsform geht in dichtere Typen mit reichlicherem Leucit und mit einem kleinen Gehalt an Quarz und gelegentlich mit Einsprenglingen von Biotit über.

Die Shoshonite treten zusammen mit Banakiten, Absarokiten und Basalten (? Trachydolerite im engeren Sinne) im Gebiete des Lamar River, Mirror Plateau, Crandall Basin, Stinkingwater und Ishawooa Cañon und Two Ocean Pass im Quellgebiet des Shoshone River auf. Die Einsprenglinge sind Olivin, Pyroxen und Labradorit, der aber gelegentlich fehlt; Leucit kommt nur an wenigen Lokalitäten vor und der Betrag an farbigen Gemengteilen ist wechselnd groß. In einem dunkelgrauen Strom am Bison Peak, Lamar River, liegen reichliche Einsprenglinge von Labradorit, Olivin und Augit in holokristalliner Grundmasse aus leistenförmigem Plagioklas mit Orthoklasmänteln, Orthoklasleisten, Augit und Magnetit. In einem Vorkommen von Specimen Ridge sind die Feldspateinsprenglinge Labradorit Ab_2An_3, und in der hypokristallinen Grundmasse halten sich reichlicher Orthoklas mit Kernen von Labradorit Ab_2An_3 oder häufiger Andesin Ab_3An_2 und Plagioklas das Gleichgewicht. In anderen Vorkommnissen ist die Grundmasse glasig ohne

ausgeschiedenen Orthoklas, so daß die Gesteine vom Basalt nicht zu unterscheiden sind. — Am Nordfuß des Sepulchre Mountain ist in einem holokristallinen Shoshonit der Feldspat auf die Grundmasse beschränkt und besteht aus Labradorit mit Orthoklasmänteln. — Am Beaverdam Creek enthält ein Shoshonitstrom neben Biotiteinsprenglingen auch wolkig getrübte Flecken, die als Analcim gedeutet werden. — Reich an Augitmikrolithen und Magnetit in der, auch etwas Leucit führenden, Grundmasse ist ein Shoshonit von dem Berge östlich von Pyramid Peak. — Olivinfrei sind dichte graue Shoshonite in schmalen Gängen an dem Kamme nordöstlich von Indian Peak. — Der oberste von fünf sich überlagernden Strömen am Two Ocean Pass ist grau, wachsglänzend, mit Einsprenglingen von Labradorit in einer augit- und magnetitreichen Grundmasse mit idiomorphem und allotriomorphem Orthoklas, rotbraunem Biotit und Apatit, der teils in haarfeinen Nädelchen, teils in dickeren Prismen ausgebildet ist. Im liegenden Strom sind die Feldspate Labradorit-Bytownit. — Nahe der Quelle des Stinkingwater enthält ein sehr dunkelgrauer Shoshonit opacitisch resorbierte lange Amphibolprismen und nur wenig Augit in holokristalliner Grundmasse mit Oligoklasleisten; er entspricht also etwa den Hornblendebasalten. Auch andere Zwischenformen nicht nur nach den Banakiten, sondern auch nach den Basalten hin sind sehr verbreitet. Die Tiefengesteinsform der Shoshonite wird man in dem von Iddings als orthoklas bearing gabbro bezeichneten Essexit der Hurrican Mesa im Crandall Basin sehen dürfen, der aus Labradorit, Bytownit, mäßig viel Orthoklas, viel Augit mit Diallaghabitus, etwas Hypersthen, reichlichem Biotit und Magnetit, viel Apatit, wenig Olivin und sehr wenig Quarz besteht.

Die Montana-Gesteine, auf welche Iddings zum Vergleich mit seiner Absarokit-Shoshonit-Banakitreihe hinweist und welche Merrill mikroskopisch untersuchte, wurden von Peale (The paleozoic section in the vicinity of the Forks, Montana U. S. geol. Survey. Bull. No. 110. Washington 1893) geologisch beschrieben. Dieselben bilden intrusive Lager in der Kreide der Counties Gallatin, Jefferson und Madison. Im Cottonwood Creek ist ein solches Lagergestein, es wird Augitporphyrit genannt, grobporphyrisch durch große kohlschwarze Augite in einer fast holokristallinen, im Liegenden und Hangenden sich bis zu braunem Glase verdichtenden Grundmasse mit Feldspatleisten, Augitmikrolithen, Schuppen von braunem Glimmer nebst viel Calcit und Chlorit. Plagioklas- und spärliche Olivineinsprenglinge zeigen sich erst unter dem Mikroskop. Die Struktur ist stellenweise diabasisch-körnig. Das Gestein besteht nach Merrill etwa aus 58% Feldspat, 32% Augit, Olivin und Glimmer und 10% anderer Gemengteile. — An mehreren Punkten, so im Kreidesandstein zwischen South Boulder und Antilope Creek und an der Basis des Cambrium nördlich vom East Gallatin River treten verwandte Gesteine als hangende Grenzfacies von Intrusivlagern von Alkali-Glimmersyeniten auf. Am erstgenannten Orte hat das dunkelgraue (der Glimmersyenit ist rötlich) Grenzgestein eine Mächtigkeit von

15—20 Fuß. Wieder liegen zahlreiche, vollendet idiomorphe Augite und Olivine nebst zahlreichen braunen Biotitblättchen in einer anscheinend holokristallinen Grundmasse, die auch hier nach einer Analyse etwa die Zusammensetzung eines Orthoklas-Plagioklasgemenges hat. — Ganz ähnlich sind die Verhältnisse an der zweiten Lokalität, nur daß hier die Grundmasse sehr reich ist an langgestreckten Biotitblättchen, die sich z. T. zu einem dichten Filz verbinden. — Die beiden letzten Fundorte, welche diese Gesteine als eine theralithische oder lamprophyrische Grenzfacies von Alkalisyeniten darstellen, fixieren die verwandtschaftlichen Beziehungen der Gruppe, falls diese Montana-Gesteine wirklich mit der Absarokit-Shoshonit-Bakanit-Reihe Beziehungen haben.

F. Bascom beschreibt ein in hohem Grade verwittertes Eruptivgestein aus dem Neponset-Tale in Massachusetts, dessen Analyse auf ursprünglich trachyandesitischen bis trachydoleritischen Charakter schließen läßt. Die Verfasserin vergleicht selbst die Zusammensetzung mit der des Banakits vom Hoodoo Mountain. Die mineralogische Zusammensetzung ist allerdings eine ganz andere: Der Feldspat wurde als Albit erkannt. Das Gestein tritt zusammen mit vulkanischen Tuffen von karbonischem Alter und mit natronreichen Quarzporphyren auf.

Auch an die Trachyandesite der Canarien, der Azoren und der Inseln des grünen Vorgebirges schließen sich ziemlich saure Trachyandesite an, die zu sehr vollkommen basaltoiden Formen hinüberführen.

Trachydolerite im engeren Sinne nenne ich die effusiven Äquivalente der essexitischen Tiefengesteine. Im Vorhergehenden wurde gezeigt, daß wir mehrere Gesteinsreihen kennen, die von einem saureren und salischen Pol der alkalischen Magmen ausgehend in allmählichen Übergängen durch Zunahme der Al-freien Kerne, also durch stetes Anwachsen der farbigen Gemengteile nach einer basaltischen Gesteinsform hin konvergieren. Alle diese Reihen treten ausnahmslos in unzweifelhaften Provinzen alkalischer Magmen auf. Diese Tatsache in Verbindung mit den gleichen Erfahrungen bezüglich der Paragenesis der verschiedensten Gesteinstypen berechtigt wohl dazu, die allenthalben konstatierte Bedeutung der Gauverwandtschaft zu benützen, um in zweifelhaften Fällen von ihr aus auf die systematische Stellung eines Vorkommens zu schließen. Nun ist zurzeit keine Frage in der Petrographie der Eruptivgesteine so bedeutsam, wie die Trennung der essexitischen und der gabbroiden Basalte und es kommt darauf an, welcher Kriterien man sich mit einiger Zuversicht hier zur Unterscheidung bedienen darf. Hierzu mögen die wichtigsten Gesichtspunkte hervorgehoben werden. Da man noch niemals in einem Gabbrogestein ein Mineral der Sodalithgruppe, Nephelin oder Leucit beobachtet hat, während diese in den foyaitischen Gesteinen allverbreitet sind, so wird der sichere Nachweis noch so kleiner Mengen dieser Mineralien für essexitische Natur eines Basaltes, also für Einreihung in die Trachydolerite entscheidend sein. — In der älteren Literatur ist oft von orthoklasführendem Gabbro ge-

sprochen, aber immer hat man mit fortschreitender Kenntnis sich überzeugen müssen, daß die betreffenden Gesteine dann Monzonite oder Essexite waren und meines Wissens kennen wir heute keinen einzigen wirklichen Gabbro, der Orthoklas enthielte. Der kleine Kaligehalt dieser Gesteine wird in den Plagioklasen aufgenommen oder findet bei spärlichem Biotit sein Unterkommen. Daher dürfte auch der Gehalt an Kalifeldspat in einem basaltischen Gestein für trachydoleritischen Charakter sprechen, wenn schon ich demselben nicht ganz das gleiche Moment zusprechen möchte, wie dem Nephelin, Leucit oder Sodalith. — In den Familien der saureren Effusivgesteine begegnen wir bei den entsprechenden Repräsentanten der beiden großen Gesteinsreihen denselben Biotiten und braunen Amphibolen als Einsprenglingen, so in den Kalk-Alkalitrachyten und Alkalitrachyten, in den Andesiten und Trachyandesiten. Es soll damit nicht behauptet werden, daß es in den beiden Gesteinsreihen chemisch identische Biotite und Amphibole seien, sondern nur zugestanden werden, daß es zurzeit an dem für eine Entscheidung dieses Punktes genügenden Analysenmineral fehlt. Aber es ist nicht zu bezweifeln, daß in den Kalk-Alkaligesteinen mit zunehmendem femischem Charakter der Biotit und braune Amphibol viel früher verschwinden und dem Hypersthen Platz machen, als in den Alkaligesteinen, denen dagegen der Hypersthen ganz fremd zu sein scheint, oder doch nur in ganz vereinzelten Fällen angehört. Man wird also auch dem Auftreten dieser Mineralien in basaltischen Gesteinen eine Bedeutung für die Entscheidung ob Basalt, ob Trachydolerit zugestehen dürfen. Bei den trachydoleritischen Gesteinen geht die braune Hornblende hinab bis in die Limburgite. — Inwieweit man den Ägirinaugiten und Titanaugiten eine Bedeutung für diese Frage beimessen will, darüber werden die Ansichten wohl auseinandergehen. Ich glaube, diesen Mineralien ein großes, wenn auch nicht ein absolutes Vertrauen entgegenbringen zu dürfen. Es dürfte sich zur Förderung der Frage nach den Unterscheidungsmerkmalen für Basalte und Trachydolerite empfehlen, von dem Studium solcher Vorkommnisse auszugehen, die sicher bekannten Gesteinsprovinzen angehören.

Einige Angaben über das Vorkommen von Sanidin oder Anorthoklas in basaltischen Gesteinen wurden bereits auf S. 1168 mitgeteilt. Ich fand ihn allenthalben in den siebengebirgischen Trachydoleriten (Jungfernberg, Ölberg) zwischen den Plagioklasleisten, selbst in dem stellenweise ganz plagioklasfreien limburgitischen Trachydolerit vom Petersberg, ebenso wie in zahlreichen Basalten der Rhön in quantitativ wechselnden Mengen. — Daß der sog. Brüngelsberg-Andesit und Hornblendebasalt der Löwenburg im Siebengebirge zu den den Trachyandesiten genäherten Trachydoleriten gehören, wies H. Müller nach. — Sehr deutlich nachweisbar trat der Sanidin auch in einem, mehr salischen Trachydolerit mit fast doleritischem Gefüge vom Nesselberg im Vogelsgebirge auf, dessen violettbraune Augite keine merkliche Bissectricendispersion zeigen, also wohl nicht Titanaugite sind, die aber vereinzelt

büschelförmige Fortsätze von Ägirinaugit wahrnehmen lassen. Die Feldspate sind Oligoklas und Orthoklas, die übrigen Gemengteile Olivin, Magnetit, Apatit und Rhönit. — J. E. Hibsch gibt den Sanidin bereits aus sog. Basalten des Blattes Großprießen an. Sehr deutlich läßt er sich in den Basalten der Roccamonfina erkennen, so in dem von Sipicciano mit Einsprenglingen von Olivin und Augit in holokristalliner Grundmasse aus basischem Labradorit in Leisten, Augit, Magnetit und Sanidin in Leisten, am Monte Friello an der Straße nach Conca mit kleinen Einsprenglingen von schlank prismatischem, eisenreichem Olivin und von nach (100) tafelförmigem, titanhaltigem Augit in einer aus Olivin, Diopsid, Labradorit, Ilmenit und einer Füllmasse von Sanidin sich aufbauenden Grundmasse, ähnlich an der Straße Toro-Presenzana unter dem Monte Alberto, der auch kleine Einsprenglinge von Labradorit enthält, in einem körnigen Trachydolerit aus Olivin, Augit, basischem Labradorit, viel Magnetit und etwas Sanidin am Monte Atano bei Garofali und in einem Trachydolerit mit großen Einsprenglingen von Olivin, Augit und etwas Biotit in augit- und erzreicher Grundmasse aus verhältnismäßig wenig basischem Labradorit mit Sanidin und nicht ganz spärlichem Leucit bei I Capelle. Dagegen war der Sanidin nicht nachweisbar, sobald eine Glasbasis vorhanden war (Pianura di Prato lungo und Fosso sotto Fontanelle).

In weit größerer Verbreitung als der Sanidin wurde der allerdings auch leichter nachweisbare Nephelin* in den basaltischen Gesteinen beobachtet. So wies ihn Trippke in schlesischen, F. A. Hofmann zusammen mit Leucit im Strombasalt vom Gethürmser Typus von Dreihausen bei Marburg, W. Schultz weit verbreitet in den Basalten der Gegend von Hornberg a. Efze in Hessen, Pröscholdt und Thürach in südthüringischen, Beck in solchen des Blattes Sebnitz-Kirschnitztal, Klemm in dem an Graniteinschlüssen reichen des Stolpener Schloßberges in Sachsen, Hazard in solchen der Lausitz nach. Hazard gibt an, daß der Nephelin nur in den holokristallinen, nicht in den glashaltigen Vorkommnissen festzustellen war. Sehr häufig findet er sich in den Basaltgesteinen der Rhön. Und diese Vorkommnisse ließen sich aus den deutschen Basaltgebieten in Westfalen, Hessen, Thüringen, Sachsen und Schlesien in sehr großer Anzahl aufführen, wenn es möglich gewesen wäre, die außerordentlich reiche Literatur über deutsche Basalte noch einmal darauf hin durchzuarbeiten. Die in der Basaltliteratur auf S. 1121 angeführten Arbeiten von Lang, Rinne, den Herren der Marburger Schule und so vieler anderer würden reiche Ausbeute liefern. Damit steht es in vollem Einklange, daß allenthalben in Deutschland die sog. Basalte von Nephelinbasaniten, Nephelinbasalten, Leucitbasalten, Melilithbasalten und Limburgiten begleitet werden. Der Nephelin dieser deutschen Trachydolerite ist im ganzen selten in idiomorphen Kristallen, weit häufiger in allotriomorpher Ausbildung zwischen den Plagioklasleisten vorhanden und nur auf chemischem Wege durch Gelatination und

* Hierfür wäre die Literatur über Basalte S. 1121 und ff. nachzusehen, wenn die betreffende Arbeit nicht in der Literatur zu Häupten dieses Kapitels angeführt ist.

Tinktion nachzuweisen. Dabei machte W. Schultz die Beobachtung, daß bei dieser Reaktion, wenn auch der Olivin angegriffen wurde, die zu erwartenden Würfelchen von NaCl sich nicht bildeten. Er schrieb das den hygroskopischen Eigenschaften des entstandenen Magnesiumchlorides zu und stellte fest, daß bei Erwärmung über der Flamme alsbald die Chlornatriumwürfel erschienen, nach Abkühlung des Präparates aber wieder verschwanden. — Für ausländische Vorkommnisse sei auf den Nachweis des Nephelins in den Basalten der Blätter Großpriesen und Außig durch Hibsch, in denen Schonens durch Eichstädt und dementsprechend in den diluvialen Basaltgeschieben der norddeutschen Tiefebene und Hollands durch alle Autoren, die sich mit ihnen beschäftigten, in den Basalten von Bakony durch K. Hofmann, in denen Nord-Syriens durch Pötz, in denen Aucklands durch Hartmann hingewiesen. — Sehr problematisch klingen die Mitteilungen von Lagorio über ein Ganggestein aus dem Kalke von Ersby auf der Insel Pargas, das in einer trichitisch entglasten bräunlichen Basis vorwiegend Plagioklas und in nicht einzeln bestimmbaren Mikrolithen wahrscheinlich Augit und Olivin, ferner Magnetit, sowie Leucit und Nephelin führen soll.

Analcim gibt Hibsch in gewissen Feldspatbasalten (Trachydoleriten) des Blattes Großpriesen als primären Gemengteil an, ebenso einen als Thomsonit angesprochenen Zeolith in dem Basaltgestein vom Wasserfall in der Hölle zwischen Leinisch und Schönpriesen. — Gümbel (Über die Grünerde vom Monte Baldo. Sitzb. k. bayr. Akad. XXVI. 545. 1896) fand reichlichen Hauyn in einem feldspatreichen Basaltgestein von Sacco bei Roveredo in Südtirol. Mir liegt von dem letztgenannten Fundorte ein Nephelinbasalt vor. — Chelius fand Hauyn als Einsprengling in einem hyalopilitischen Basaltgestein vom Dolmesberg, Mainzer Eichen. ONO Messel, dessen bald farblose, bald bräunliche und dann trichitenreiche Glasbasis in Säuren unlöslich ist. Man vergleiche dazu das Vorkommen von Sodalith in hessischen Trachydoleriten von Offental bei Langen S. 1348. — K. Busz gibt Hauyn aus Trachydoleriten von St. Helena an.

Über die Verbreitung der Trachydolerite im engeren Sinne sind unsere Kenntnisse zurzeit noch recht lückenhaft, doch sind sie in den meisten Distrikten alkalischer Magmen nachzuweisen. Aus dem Mittelmeergebiete beschrieb sie Fr. Becke von den Columbrete Inseln zwischen den Balearen und der Ostküste Spaniens teils in schlackigen, teils in kompakten Proben und sagt von ihnen, daß sie im ganzen dem normalen siebengebirgischen Typus entsprechen. Die Einsprenglinge sind Olivin, der gelegentlich die Umwandlung zu Iddingsit oder einer nahe verwandten Substanz zeigt, Augit und schmale Tafeln von Bytownit mit Labradoritmänteln von oft spitzrhombischer Form durch Vorwalten von P und x oder in Leisten nach der Kante P/M. Der Augit, in den schlackigen Proben im durchfallenden Lichte hellgrau bis fast farblos, in den dichten violettrosa, hat die Formen des basaltischen Augits und dessen Eigenschaften. Sanduhrstruktur ist verbreitet, $c : c_\varrho < c : c_v$ und im Anwachskegel der

Pyramide um 4^0—5^0 kleiner als im Anwachskegel der vertikalen Flächen. In den zonal gebauten Schnitten nimmt die Färbung und die Auslöschungsschiefe c : c nach außen zu, die Achse B ist stärker dispergiert, als die Achse a, die Dispersion ist $\varrho < v$ um c. Die Grundmasse ist hyalopilitisch und enthält in farbloser Basis zahllose Körnchen von Magnetit, Augitsäulchen und Feldspatleistchen, auch Olivin zweiter Generation, alles in winzigsten Dimensionen. — H. S. Washington untersuchte die Basalte von Catalonien (Olot, Gerona), vom Monte Ferru, Monte Arci und den kleinen Kegeln im westlichen Sardinien, von Pantelleria und Linosa und fand sie charakterisiert durch reichlichen Labradorit, gelegentlichen Orthoklas, Leucit oder Nephelin, wenig hellfarbigen Augit, meistens reichlichen, in Catalonien aber auch z. T. sehr spärlichen bis fehlenden Olivin. Chemisch zeichnen sich diese Gesteine durch hohen Gehalt an Titan aus, der teils im Magnetit, teils im Pyroxen und auch im Olivin stecken soll. Sehr deutlich tritt der trachydoleritische Charakter in den Analysen der hellgrauen Gesteine aus dem Fosso, der Laven des Monte Raneri und besonders der Tuffe der Insel Linosa hervor.

In großer Zahl kommen die basaltoiden Trachydolerite auf den Canarien und Azoren vor und wurden hier von O. Mügge und von L. van Werveke beschrieben. Durch mancherlei Zwischenglieder mit den Trachyandesiten verbunden, deren letzte Spuren sich in vereinzeltem Auftreten von Einsprenglingen brauner Hornblende oder braunen Biotits kundgeben, sind es meistens sehr dichte, schwarze Gesteine mit Einsprenglingen von Olivin und Augit, dem sich nur selten Bytownit zugesellt. Oft fehlen auch alle Einsprenglinge. Die bald holokristallinen pilotaxitischen, bald hyalopilitischen Grundmassen sind sehr reich an hellfarbigen Pyroxenmikrolithen und Magnetit bei wechselndem Gehalt an Plagioklas, der nur selten den Albitgehalt des Andesins erreicht, und lassen nur selten einen kleinen Gehalt an Nephelin (Südfuß des Pico de Lima bei Punta Delgada auf S. Miguel), häufiger einen Orthoklaskitt (Punta Delgada, Lombo do Cavallo u. a. O. auf S. Miguel und Tenerife) erkennen. Zahlreicher sind die Gesteine, in denen die außerordentliche Feinheit des Kornes den Nachweis des Orthoklases nicht gestattet, oder in denen er vielleicht auch vollkommen fehlt. Auch olivinarme bis fast olivinfreie Formen kommen vor (Ribeira das Pedras im Tale von Furnas). Sehr selten ist es, daß Augit und Olivin sich auf die Grundmasse beschränken und Bytownit in Gesellschaft von Magnetit allein die Einsprenglinge liefert (Icod de los Vinos auf Tenerife). Interessant sind Beobachtungen, welche L. v. Werveke und O. Mügge an den Gesteinseinschlüssen in den Augiten dieser Gesteine machten; der erste fand sie entglast durch Magnetit, spießige Nadeln unbestimmbarer Natur und ein als braune Hornblende gedeutetes Mineral, von dem J. Soellner richtig vermutet, daß es Rhönit sei. Ob das von Mügge als Einschluß in Augiten der Trachydolerite von San Miguel und Fayal beobachtete prismatische Mineral mit stumpf domatischer

Endigung, einer Längsspaltbarkeit, zu welcher die Auslöschung genau oder annähernd parallel liegt, starker Doppelbrechung, gelblichbrauner Farbe und stärkerer Absorption für parallel als für senkrecht zur Längsachse schwingenden Strahlen etwas Verwandtes sei, müssen neue Untersuchungen feststellen. Bisher ist mir der Rhönit, und das wird durch die von Soellner aufgestellte Liste der rhönitführenden Gesteine bestätigt, nur aus den basaltoiden Gliedern der Alkali-Ergußgesteinsreihe bekannt geworden, für die er also vielleicht ebenso bezeichnend werden wird, wie der verwandte Cossyrit für die trachytoiden Glieder dieser Reihe.

Aus dem ostafrikanischen Graben in Deutsch-Ostafrika liegt mir durchaus basaltoider Trachydolerit von mehreren Punkten in der Umgebung des Natronsees Magad vor, so aus der Schlucht des sich von Westen her in den See ergießenden Peninj-Baches mit etwas Nephelin, in andern Handstücken mit etwas Analcim, z. T. auch in mehr salischer Entwicklung, vom Ostfuß und Nordabhang des Oldonyo Sambu mit etwas Sanidin, vom Emugur Retatj, NW vom Meru, teils sehr olivinreich, teils fast frei von Olivin, gleichfalls mit etwas Sanidinkitt, auch z. T. mit etwas Nephelin. In schöner doleritischer Entwicklung findet er sich in der Steppe am Nordfuß des Massai-Plateaus, S von Kikuletue, W von Mbuguni. — Nach M. Weber's kurzen Beschreibungen gehören auch manche der von O. Neumann und v. Erlanger gesammelten Basalte aus Ostafrika und Abessynien zu den Trachydoleriten.

C. Schmidt beschreibt von dem Dorfe Kan, etwa 8 km nördlich vom Pik Maros, Celebes, einen Trachydolerit, der Einsprenglinge von Augit und Hauyn in einer Grundmasse aus Eisenerz, Olivin, Augit, Biotit, Plagioklas, Anorthoklas und Leucit enthält. In vitrophyrischer Ausbildung wurde das Gestein als Block 3 km nördlich vom Pik Maros angetroffen. Mir liegt durch Herrn Prof. Schmidt's Liebenswürdigkeit eine Probe von diesem Fundorte vor, dessen Einsprenglinge von Titanaugit, Magnetit und einem Sodalithmineral in holokristalliner Grundmasse aus idiomorphem Diopsid, Olivinkörnern, Magnetit, Leistchen von Labradorit, etwas Biotit, sehr spärlichen runden Körnchen, deren Leucitnatur nicht ganz sicher ist und recht viel isotroper Substanz besteht. Diese läßt aber erkennen, daß sie ein Aggregat von teils hexagonal-, teils quadratisch-, teils nur unregelmäßig begrenzten und rundlichen Einzelindividuen ist. Ob hier Analcim, Leucit oder eine andere Substanz vorliege, konnte noch nicht bestimmt werden. — Vom Wasserfall bei Maros liegt mir ein sogen. Analcimbasalt vor. — Normale basaltoide Trachydolerite mit Einsprenglingen von diopsidischem Augit, Biotit und Bytownit in holokristalliner Grundmasse aus Andesin (in einem anderen Handstück Labradorit), grünem Diopsid, Biotit und Magnetit, Apatit und einem Kitt von Orthoklas stammen von Gentungan.

T. G. Prior untersuchte Trachydolerite aus der antarktischen See, wahrscheinlich vom Kap Aldare stammend, teils in normaler Entwicklung, teils vom Habitus der Hornblendebasalte, aber mit reichlichem

Ägirinaugit. Auch ein als Basalt beschriebenes Gestein vom Mount Terror ist nach seinem Mineralbestande und der mitgeteilten Analyse wohl zu den Trachydoleriten zu stellen.

Wie weit die besonders von Petrographen englischer Zunge oft genannten Analcimbasalte zu den Trachydoleriten gehören, wäre wohl nur durch autoptische Studien derselben zu entscheiden. Die Anwesenheit einer nicht kristallographisch begrenzten, natronreichen und mit Salzsäure gelatinierenden Substanz ohne Feststellung weiterer Konstanten dürfte nicht als ein genügender Beweis anzusehen sein, da auch eine Glasbasis dasselbe Verhalten zeigen könnte. Aber selbst wo der Nachweis des Analcims als Gemengteil eines basaltischen Gesteins erbracht ist, bliebe immer noch der Nachweis seiner primären Bildung zu liefern, den ich noch nicht für erbracht halte. Die einzigen Analcimbasalte, die ich selbst studieren konnte, stammen aus Australien. Ich verdanke sie der Güte der Herren Geo. W. Card in Sydney und W. H. Twelvetrees in Launceston. Herr Twelvetrees fand diese Gesteine am Table Cape Bluff bei Wynyard an der Nordwestküste von Tasmanien und am Circular Head ebenda. Diese Gesteine haben die normale Zusammensetzung der nephelinführenden deutschen Trachydolerite. Da die nach ihrem isotropen Verhalten und ihren chemischen Reaktionen dem Analcim zugerechnete, teils als Kitt, teils in rundlichen Flecken auftretende Substanz an allerdings sehr vereinzelten Stellen mitten in den sehr schwach lichtbrechenden Flecken Teile von höherer Lichtbrechung zeigte, die mit konvergentem Licht die Interferenzfigur eines optisch negativen einachsigen Minerals ergaben, halte ich mich für berechtigt, den Analcim als aus Nephelin hervorgegangen anzusehen und damit das Gestein zu den Trachydoleriten zu zählen. — Nach den mikroskopischen und chemischen Untersuchungen von Card, Jaquet, Mingaye und White wird der triadische Hawkesbury Sandstein des Gebietes von Sydney in Neusüdwales an zahlreichen Punkten von Analcimbasalten durchbrochen, in denen z. T. bereits die genannten Geologen Nephelin, bezw. sog. Nephilinitoid erkannten (North Duval). So fand auch ich den Nephelin inmitten von Analcimarealen in einem Vorkommen von Suddenham. In einem Handstück von Bulli mit Einsprenglingen von Olivin, vereinzelten Individuen von opacitischer brauner Hornblende und violettbräunlichem Titanaugit mit $c : c = 51^0$ in den Anwachskegeln über (100), 47^0 in denen über $(\bar{1}11)$ bestehen die opacitischen Höfe des Amphibols aus Magnetit, rotbraunem Augit, Rhönit und ungestreiftem Feldspat. Der Rhönit tritt anscheinend nicht selbständig in der Grundmasse auf, die aus Labradorit, viel Magnetit, Titanaugit, Mikrolithen von brauner Hornblende, die sich gern an die Erzkörner setzen, und farblosem Glase besteht. — Ein anderes Vorkommen vom Tweed River ist zum Verwechseln den sehr dichten und basaltoiden Trachydoleriten von S. Miguel ähnlich, in denen sich neben basischem Plagioklas kein anderes feldspatoides Mineral nachweisen läßt. — Wahrscheinlich gehören auch manche der von Jensen kurz beschriebenen Basalte von Queensland

zu den Trachydoleriten; das dürfte nach der Analyse besonders für ein Vorkommen von der Nindherry Range bei Yandina gelten. — Koto gibt einen Analcimbasalt von den Fischerinseln bei Formosa an.

Vielleicht gehört hieher ein von Corstorphine beschriebener »olivinführender Diabas« von Dipper's Head an der SO-Spitze der Insel Arran, dessen Analcimgehalt von Nephelin abgeleitet wird.

Wenn man das von Osann gesammelte Analysen-Material über basaltische Gesteine aus dem letzten Jahrzehnt durchblickt, so muß man zu der Vermutung gelangen, daß die Trachydolerite im engeren Sinne auch außerhalb Deutschlands eine viel weitere Verbreitung besitzen, als man bisher annehmen durfte. So dürften z. B. hierher auch die Basalte von Capraja zu stellen sein. Selbst die Ätnalaven sind vielleicht nicht eigentliche Basalte und tatsächlich war Orthoklas in wechselnder, wenn auch nicht großer Menge in den wenigen Proben, die darauf untersucht werden konnten, allenthalben vorhanden. Dann würde das ganze westliche Mittelmeer eine alkalische Provinz werden.

Der Gruppe der Trachydolerite im engeren Sinne steht eine Familie gegenüber, die ich **leucitische Trachydolerite** nenne. Sie sind durch einen kleinen Gehalt an Leucit neben basischem Plagioklas bei vollkommen basaltoidem Charakter gekennzeichnet. Ein Repräsentant dieser Familie wurde bereits oben von der Roccamonfina angeführt. Ganz besonders überraschend war der Nachweis dieser Familie durch H. Bäckström in den Gesteinen der äolischen Inseln, die bis dahin für typische Kalk-Alkali-Gesteine gehalten wurden. Er fand den Leucit zuerst in den Laven von Vulcanello, wo er vielleicht bereits von Mercalli beobachtet, aber für Nosean gehalten wurde. Einsprenglinge von Augit, Labradorit, Olivin und Magnetit liegen in einer feinkörnig holokristallinen Grundmasse mit herrschendem Feldspat (Orthoklas und Oligoklas) und Pyroxen nebst Magnetit und Leucit. Glasreich sind die Laven an der Punta del Roveto. — Auch die Bimssteine der Insel sind leucithaltig, in noch höherem Grade als die Laven. — Am leucitreichsten erwies sich ein Auswürfling auf der Nordseite des äußeren Kraterabhanges, in dessen Grundmasse der Leucit bis zu 40% der Gesamtmasse beträgt, ein selbst für Leucittephrite ungewöhnlich hoher Gehalt. — Bäckström möchte das überraschende Auftreten von Leucitgesteinen auf den Liparischen Inseln dadurch erklären, daß er in den Vulcanello-Laven die effusive Gestaltungsform eines Magmas sieht, welches als Ganggestein zu Kersantit oder Minette geworden wäre. Er verweist darauf, daß die Schmelzversuche von Fouqué und Michel-Lévy, sowie eigene erwiesen haben, daß Biotitschmelzen als Gemenge von Leucit, Olivin, Spinell mit etwas Glas kristallisieren, daß offenbar zur Biotitbildung Wasser und Fluor gehöre. Auch auf die Absarokitreihe Iddings' wird hingewiesen, in welcher lamprophyrische Gangtypen mit tephritischen Effusivgesteinen zusammentreten. Eine ansprechende Spekulation, die ihn allerdings wohl zu weit führt, wenn er glaubt, daß der Glimmerperidotit des Kaltentals bei Harzburg (S. 453), wenn er sich

als Effusivgestein gestalte, zu einem extrem leucitreichen Basalt werden müsse. Das Gestein würde nie Augit liefern können, sondern müßte ein Gemenge von rund 62% Olivin, 27% Leucit, 7% Spinell und 5% Rutil oder Anatas oder Pseudobrookit werden. — Die weite Verbreitung der leucitischen Trachydolerite, z. T. auch mit nicht unbeträchtlichem Gehalt an Biotit unter den Stromboli-Laven wurde dann durch BERGEAT erwiesen. — Auf die Möglichkeit des Vorkommens dieser Gesteine in der Auvergne deutet eine Beobachtung von LACROIX, der in nur 1 mm breiten Äderchen im Basalt der Banne d'Ordenche, Mont Dore, allotriomorphen Leucit gemengt mit etwas Plagioklas, Augit, brauner Hornblende, Anomit, Apatit und Hämatit feststellte. — Auch manche sehr femische Formen der Leucittephrite des böhmischen Mittelgebirges und des Kaiserstuhls würde man vielleicht besser zu den leucitischen Trachydoleriten stellen. — In Basalten von Auckland wurde schon früh etwas akzessorischer Leucit erkannt. — Unter den trachydoleritischen Gesteinen von Kula in Lydien, die von WASHINGTON untersucht und Kulait genannt wurden, finden sich ebenfalls leucitführende Glieder, die Leucit-Kulaite genannt werden und deren Leucitgehalt auf über 17% berechnet wurde. Neben den normalen Gemengteilen erscheint in den glasreicheren Abarten frische, in den ganz oder nahezu holokristallinen opacitisch veränderte basaltische Hornblende. Sie soll in Diopsid, Hypersthen und Magnetit umgewandelt sein. Den Hypersthen wird man mit einigem Mißtrauen aufnehmen müssen.

Eine zu den Limburgiten hinüberführende eigenartige Abteilung der Trachydolerite stellen die Hornblendebasalte dar, für die der Reichtum an großen Einsprenglingen meistens stark korrodierten braunen Amphibols, öfters begleitet von tiefbraun durchsichtigem Biotit, der hohe Gehalt an meistens titanreichen Pyroxenen in der Grundmasse, deren spärlicher basischer Plagioklas nicht selten von etwas Nephelin oder Leucit begleitet wird und die reichlichen Eisenerze charakteristisch ist. Meistens enthalten sie auch Olivin, doch fehlt dieser Gemengteil auch bisweilen vollkommen (Gegend von Aussig, Eichgraben bei Zittau, Unglücksstein bei Walkersdorf). Der interessanteste Gemengteil ist die Hornblende, auf deren Blätterdurchgängen oft sekundär dünne Häutchen von Calcit, Quarz und Zeolith abgesetzt sind, und deren fast konstanten Umwandlungsphänomene schon von SOMMERLAD und VAN WERVEKE (Spahler Berg, Sparbrod, Freilingen, Insel Palma) studiert wurden. Sie fanden die großen Kristalle randlich in ein Haufwerk von Magnetit und tiefbraunen Mikrolithen verändert, zwischen welche Gesteinsmasse und Augitmikrolithe eingemengt waren. Die braunen Mikrolithe wurden als Amphibole gedeutet. Diese Umwandlung kann fortschreiten bis zur vollständigen Ersetzung des Amphibolkristalls. SOELLNER hat für eine Anzahl von Vorkommnissen überzeugend dargetan, daß die neugebildeten tiefbräunlichen Mikrolithe nicht Amphibol, sondern Rhönit sind. Hauptverbreitungsgebiete der Hornblendebasalte sind die Rhön (Totenköpfchen und Simmetsberg bei

Gersfeld, Sparbrod, Alteberg bei Reinhards, Spahler Berg, Liebhards, Kirschberg bei Rasdorf, Pferdskopf, Bilstein bei Lenders) und der Westerwald (Härtlingen, Ober-Ötzingen, Freilingen, nach Bruhns auch Steimel bei Nordhofen, Schenkelberg und Hartenfelser Kopf). M. Bauer beschreibt ihn vom Schmalen Trüsch an der Chaussee von Seigertshausen nach Schwarzenborn am Knüll in Niederhessen, Soellner aus der Gegend von Fulda mit sehr spärlichem Plagioklas, etwas Leucit und Biotit, der dieselbe Umwandlung erlitten hat, wie die Hornblende. In basalen Schnitten des Biotits sind die Rhönitstäbchen in drei sich unter 60° schneidenden Systemen geordnet. Rhönit tritt auch in der Grundmasse reichlich selbständig auf. — Auch von Wegserfelde bei Usingen im Taunus beschreibt Sommerlad einen Hornblendebasalt. — Vitrophyrische Formen dieses Gesteinstypus gibt Siegert vom Schießberge bei Obereunnersdorf in der Lausitz an. — Sehr wahrscheinlich gehört hieher auch eine große Anzahl der oben auf S. 1183 angeführten Basalte mit spärlichen braunen Hornblenden, besonders die aus Böhmen, aus der Lausitz und aus Hessen. — Ob holokristallin porphyrische Hornblendebasalte, die Budai aus der Hargitta in Siebenbürgen beschrieb, hierher gehören, dürfte sehr zu bezweifeln sein. — Hatch untersuchte Hornblendebasalte mit und ohne Olivin aus Madagaskar; der erste stammt aus der vulkanischen Region westlich vom See Itasi, der zweite (apatitreich) vom Vulkan Kasige. Was Hatch als Basalte mit Hornblende in der Grundmasse beschreibt und mit Tephriten von Sprendlingen vergleicht, bildet Gänge bei Ambodimadiro an der NW-Küste von Madagaskar und dürfte zum Camptonit gehören. — Diller wies olivinreichen Hornblendegehalt als Geschiebe im Kosk Creek im Gebiet des Pitt-Flusses in Shasta Co. Kalifornien nach. Ob derselbe aber in die Trachydoleritfamilie gehört, wird noch zu untersuchen sein.

Ob man daran denken darf, den von Streng untersuchten, sog. Hornblendediabas von Gräfeneck bei Weilburg mit den Hornblendebasalten zu parallelisieren, kann zurzeit nicht entschieden werden. Er ist nach Streng lagerartig den Schalsteinen eingebettet und geht in diese über. Die Einsprenglinge sind reichlicher und großer basaltischer Augit, Magnetit und etwas Pyrit und basaltischer Amphibol mit eigentümlichen Umwandlungserscheinungen; sie liegen in einer Grundmasse aus Plagioklasleisten, Augitkörnern, Viridit, Apatit und Magnetit.

Vortertiäre Repräsentanten der Trachydolerite. Es wäre zu erwarten, daß Trachydolerite auch in älteren Formationen nachzuweisen sein müßten, wo wir von Ergüssen begleitete Tiefengesteine der foyaitischen Magmen haben und da lag es nahe, diese in den Melaphyren und Augitporphyriten zu suchen, welche mit den Monzoniten des südlichen Tirols vergesellschaftet sind. Der chemische Bestand dieser Gesteine, insbesondere auch ihr hoher Kaligehalt, würden einer solchen Beziehung wohl das Wort reden. Aber bis heute geben weder die Beschreibungen von F. v. Richthofen, G. Tschermak, C. Doelter, R. Lepsius, J. Romberg und Graf Keyserling, noch die

eigenen Beobachtungen ein Anrecht auf die vermutete Deutung. Der der relativen Menge nach wechselnde Mineralbestand aus basischen Kalknatronfeldspaten, in denen Graf KEYSERLING eine Neubildung von Albit und eine Ersetzung durch Analcim gelegentlich beobachtete, aus einem an der Grenze von basaltischem Augit und der Diopsidreihe stehenden Pyroxen, Olivin, Biotit, Magnetit und Apatit ist derjenige eines normalen Melaphyrs oder Augitporphyrits. Die meistens holokristallinporphyrische Struktur, wobei die Grundmasse aus Plagioklasleisten und Rektangeln, aus Augitmikrolithen und Körnern und mehr oder weniger reichlichem Eisenerz besteht, bietet ebensowenig Anhaltspunkte, so daß sich heute noch nicht der Widerspruch zwischen chemischem Bestande und mineralischer Zusammensetzung erklären läßt. Man muß allerdings zugestehen, daß der Erhaltungszustand dieser Gesteine ein sehr ungünstiger ist.

Ein anderes, für die Unterscheidung von vortertiären Basalten und Trachydoleriten höchst wichtiges Vorkommen liefern die über devonischen Sandstein ausgebreiteten Decken basischer Ergußgesteine im Eruptivgebiet von Christiania in der näheren und weiteren Umgebung von Holmestrand und Horten. In der früheren Periode der norwegischen Geologie hießen diese dunklen, bald dichten, bald durch Augiteinsprenglinge porphyrischen Ergußgesteine Melaphyre und Augitporphyre und wenn sie Einsprenglinge von Kalknatronfeldspat führten, auch Labradorporphyre. Es sind die ältesten Ergüsse dieser Eruptivprovinz. In dem Kataloge zu seiner Sammlung der Eruptivgesteine des Christianiagebiets bezeichnet W. C. BRÖGGER die Melaphyre und Augitporphyre als Essexitmelaphyre und die durch Plagioklaseinsprenglinge charakterisierten Typen Essexitporphyrite und betrachtet die Essexitmelaphyre geradezu als die Ergußformen der pyroxenitischen Grenzfacies der abyssischen Essexite, die Essexitporphyrite als die effusiven Äquivalente der normalen Essexite. Die vorhandenen Analysen sprechen für die Richtigkeit dieser Deutung. Proben, die ich unter BRÖGGER's freundlicher Führung am Kolsaas sammelte, stellen ein holokristallines Gewebe von Feldspatleistchen mit grauem Pyroxen in kurzen Säulchen und Körnern und mit sehr reichlichem Magnetit dar. Die Feldspatleistchen zeigen zum größten Teil feine Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz, entbehren derselben aber auch in weitem Maße. Beiderlei Feldspate löschen genau parallel oder doch nur mit sehr geringer Schiefe gegen die Längsrichtung aus. Leider ist auch hier der Erhaltungszustand zu ungünstig, um den Nachweis für die Orthoklasnatur der ungestreiften Leisten mit Sicherheit zu gestatten. In manchen Präparaten dieser Lokalität findet man in den Interstitien der Feldspate und Pyroxene sphärolithische Aggregate einer farblosen Substanz mit positivem Charakter der Faserachse und mit höherem Brechungsvermögen als Canadabalsam. Ich kann diese sphärolithischen Aggregate nur für Quarz halten. — In dem Dünnschliff eines Essexitporphyrits NW. vom See Borrevand zwischen Holmestrand und

Horten, No. 42 der Brögger'schen Sammlung, beobachtete ich zwischen den Feldspatleistchen rektanguläre und vereinzelt auch hexagonale Durchschnitte eines farblosen Minerals mit niedrigerer Licht- und Doppelbrechung, als die Plagioklasleisten. In drei Fällen zeigten die hexagonalen Schnitte deutlich im konvergenten Lichte das Interferenzkreuz eines optisch einachsigen Minerals mit negativem Charakter. Man wird sie darnach dem Nephelin zurechnen dürfen. — Beide Typen, die Essexitmelaphyre und die Essexitporphyrite Brögger's haben nahe Verwandte unter den südtirolischen Ergußgesteinen und ebenso unter den azorischen, canarischen und ostafrikanischen Trachydoleriten.

In den von Fr. Hatch beschriebenen unterkarbonischen Ergüssen in East Lothian, Schottland, aus denen an früherer Stelle Trachyte und Phonolithe (S. 922 und 974) angeführt wurden, treten in den tieferen Regionen (Kippie Law, Hailes Castle, Markle Quarry) teils dem Tholeiittypus strukturell angehörige, teils olivinreiche und dann Olivinbasalt genannte, teils olivinarme und Labradoritbasalte genannte Effusivgesteine auf, in denen man trachydoleritischen Charakter erwarten müßte. Dieser ist aber aus dem angegebenen Mineralbestande nicht zu erkennen. Immerhin muß es als bedeutsam betont werden, daß in der Begleitung dieser Gesteine ein als Limburgit mit Recht bezeichnendes Vorkommen erscheint, das durchaus den chemischen und Mineralbestand der glasarmen deutschen Limburgite hat und in dessen farbloser Basis Hatch auch Nephelin zu erkennen glaubte. — Ein Handstück des Olivinbasalts von Kippie Law, das ich Herrn Prof. Hobson verdanke, führt Einsprenglinge von Bytownit und stark in Eisenoxyde umgewandelten Olivin in einer Grundmasse aus leistenförmigem Plagioklas, der an der Grenze von Andesin und Labradorit steht, mit sehr viel opakem Eisenerz, das z. T. Magnetit ist, z. T. aber Pseudomorphosen nach Augitmikrolithen bildet. Zwischen den Feldspatleisten sind auch schwächer lichtbrechende Feldspatrektangeln eingeklemmt, deren Nachweis als Orthoklas nicht erbracht werden konnte. Unregelmäßige Hohlräume des Gesteins sind z. T. mit Calcit und Delessit, z. T. aber mit denselben sphärolithischen Aggregaten erfüllt, wie in dem Essexitmelaphyr vom Kolsaas.

Ein ganz vorzügliches und wohl untersuchtes Beispiel paläovulkanischer Trachydolerite hat uns letzthin Neu-Südwales geliefert. Im südöstlichen Teile dieser Kolonie treten nach Jaquet und Harper in permokarbonischen Schichten Intrusivgesteine von bald körniger Struktur, bald durch Labradorit-Einsprenglinge porphyrartige Gesteine auf, die als Augitdiorite bezeichnet werden, aber nach der Analyse eines Vorkommens bei Milton und nach den Angaben über den Mineralbestand, zumal nach dem beträchtlichen Orthoklasgehalt zu den Monzoniten gehören, denen sie auch von Card ursprünglich zugerechnet wurden. Der Pyroxen dieser Gesteine ist hellfarbig und angenähert idiomorph. Mit diesen Intrusivgesteinen treten als Ergüsse in demselben Gebiete und in der Nachbarschaft »orthoklasführende doleritische Basalte« mit anamesitischem bis

aphanitischem Korn auf. Die genau beschriebenen und sorgfältig analysierten Gesteine stammen vorwiegend aus der Gegend von Milton, Nowra und vom Croubyar Creek. Sie enthalten Einsprenglinge von Labradorit, der von Orthoklas umwachsen ist, und gelegentlich auch von selbständigem Orthoklas in einer Grundmasse aus Feldspat, der zu großem Teile dem Orthoklas angehört, Augit, Magnetit, Apatit und sehr wenig Biotit. Olivin fand sich nur in den aphanitischen Typen, in denen der Orthoklas gleichfalls den Plagioklas umrandet. Card parallelisiert diese Gesteine auch mit Orthoklasbasalten von Kiama, die allerdings einem höheren geologischen Horizont angehören und vergleicht sie zutreffend mit der Shoshonit-Banakit-Reihe. Aus einem Vorkommen vom Croubyar Creek wird auch Sodalith angegeben. — Der Chlorgehalt desselben beträgt 0.11%.

Strukturformen der Trachydolerite.

Es liegt in der Natur der Gesamtfamilie der Trachydolerite als einer Übergangsgruppe begründet, daß die Strukturen innerhalb weiter Grenzen schwanken. Trotzdem gibt es keine einzige für sie charakteristische, oder richtiger nur bei ihnen vorkommende Struktur. Die den Alkalitrachyten nahestehenden Typen zeigen die bei dem Ponza-Typus und bei dem Arso-Typus beschriebenen Strukturen, die den Phonolithen nahestehenden haben die Struktur der Phonolithe, allerdings in beiden Fällen modifiziert durch den höheren Gehalt an farbigen Gemengteilen. Bei den aus den Trachyandesiten sich entwickelnden Typen finden wir in fast unveränderter Gestaltung die trachytische Struktur dieser und bei den Trachydoleriten kehren so ziemlich alle Strukturformen der basaltischen Gesteine wieder. Doch scheinen, soweit die heutigen Erfahrungen reichen, die pilotaxitischen und hyalopilitischen Strukturen häufiger zu sein, als die intersertalen und angenähert körnigen. Vitrophyrische Strukturen sind noch nicht beobachtet worden.

Kontakterscheinungen.

Freudenberg beobachtete in den Grenzregionen des shonkinitischen Trachydolerites vom Katzenbuckel gegen den Shonkinit eine Anzahl von interessanten pneumatolytischen Neubildungen im Trachydolerit, die aber nicht allenthalben, sondern nur da erscheinen, wo dieser von Spältchen und Klüften durchzogen ist, von denen aus aber stellenweise eine vollkommene Umkristallisation sich vollzogen hat, wobei die dunkle Farbe des Gesteins einer hellgrünlichgelben Platz macht. Als pneumatolytische Neubildungen erscheinen Apatit, Magnetit, Glimmer, Titanit, Pyroxen, Nosean, Pseudobrookit und Melanit. Diese Mineralien sind in den Spaltenfüllungen nicht gleichmäßig verbreitet, sondern häufen sich nesterweise in mannigfacher Kombination an, so daß z. B. hier Magnetit, dort Apatit, dann Melanit (das tiefbraune, anscheinend isotrope, aber Spuren von Spaltbar-

keit zeigende Mineral ist vielleicht Rhönit) das Trum füllt, oder sie sind symmetrisch so geordnet, daß z. B. Magnetit die Kluftwände überzieht, während Apatit den mittleren Raum füllt. Besonders der Apatit wandert gern in das Gestein selbst ein, das dann bis zur Hälfte aus diesem Mineral besteht. Auch Neubildung von Nosean neben Apatit findet statt. In der Nähe dieser Trümer ändert sich oft auch die Struktur. Die idiomorphen Augitmikrolithe werden durch Körner von Ägirinaugit ersetzt, die Pyroxeneinsprenglinge verlieren ihre Umrisse, werden bisweilen bis zur völligen Auflösung korrodiert oder hinterlassen unregelmäßige Skelette, während die Augitsubstanz sich in Körnerform in der Grundmasse wieder ausscheidet, oder rundliche Zeolithhäufchen konzentrisch umrandet. Nosean und Nephelin verschwinden und rundliche oder gestreckte Zeolithmassen sammeln sich um Apatitreste, während sie nach außen von Augitlagen und dann von erzreichen Lagen umzogen sind, bis sich nach und nach die normale Struktur des Gesteins wieder einstellt. Aus den Wandlungen der Eisenerze des Gesteins erklärt sich das Vorhandensein von zahlreichen, scharf idiomorphen Kriställchen von Titanit und gelegentlich von Pseudobrookit in den umgewandelten Gesteinsteilen. — Als begleitende Bestandmassen des Shonkinits beschreibt Freudenberg rotbraune und weißlichgelbe Mineralaggregate, die auf der Höhe des Michelberges am Katzenbuckel im Boden, miteinander verwoben auftretend, aber durch keinerlei Übergänge verbunden, gefunden werden. Die rotbraunen Massen bestehen fast zur Hälfte aus Biotitblättchen, deren Durchmesser von 1 mm bis auf wenige Tausendstel Millimeter schwanken, während fast der ganze Rest aus Apatit besteht, der nur von spärlichen Augitkörnern und Spuren von Sanidin begleitet wird. Daß für den Biotit der Augit des Gesteins den Stoff z. T. geliefert hat, beweisen Pseudomorphosen von Glimmeraggregaten in der Augitform. Vom alten Mineralbestande sind nur zeolithisierter Nephelin oder Nosean in geringen Resten übergeblieben. — Die weißlich gelben, einem Aplit nicht ganz unähnlichen Massen bestehen aus etwa 67% Sanidin, 23% Apatit und 11% Ilmenit. Sie durchziehen trumartig die rotbraunen Bestandmassen.

Die Familie der Tephrite und Basanite.

Literatur.

H. Bäckström, Über leucitführende Gesteine von den liparischen Inseln. G. F. i St. Förhdl. 1896. XVIII. 155.

M. Bauer, Wurfschlacken und Lava der Vesuv-Eruption von 1906. N. J. Centralblatt 1906. 327.

R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Sebnitz-Kirnitzschtal der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

R. Beck und J. Hibsch, Erläuterungen zu Sektion Großer Winterberg-Tetschen der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

H. Behrens. Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verh. Kon. Akad. Amsterdam 1882. XXIII.

Alfr. A. Bergeat, Der Stromboli, Hebilitationsschrift. München 1896.

— Mineralogische Mitteilungen über den Stromboli. N. J. 1897. II. 109.

— Die äolischen Inseln (Stromboli, Panaria, Salina, Lipari, Filicudi und Alicudi) geologisch beschrieben. München 1899. Abhandl. k. bayer. Akad. d. Wiss. II. Kl. XX. Bd. 1. Abtl.

O. Beyer, Der Basalt des Großdehsaer Berges und seine Einschlüsse, sowie ähnliche Vorkommnisse aus der Oberlausitz. T. M. P. M. 1888. X. 1.

— Weitere Mitteilungen über granitische Einschlüsse in Basalten der Oberlausitz. Ibid. 1893. XIII. 231.

Em. Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag 1873.

— Ein Beitrag zur Kenntnis der Trachy- und Trachylytbasalte. In „Petrographische Studien an den Phonolithgesteinen Böhmens". Prag 1874.

L. G. Bornemann, Über einige neue Vorkommnisse basaltischer Gesteine auf dem Gebiete der Meßtischblätter Gerstungen und Eisenach. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1887. 291.

W. Branco, Die Vulkane des Herniker Landes bei Frosinone in Mittel-Italien. N. J. 1877. 561—589.

R. Brauns, Vesuvasche an der Ostsee. Gips in der in Italien gefallenen Vesuvasche. Salzkruste auf frischer Vesuvlava. N. J. Centralblatt 1906. 321.

L. Bucca. Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. d'Italia. Roma. 1886. No. 7 u. 8.

— Contribuzione allo studio petrografico dei vulcani viterbesi. Boll. Com. geol. d'Ital. Roma 1888. 57.

H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Berlin 1881.

— Über basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. Berlin 1882.

— Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlungen des geol. Reichsmuseums in Leiden. III. VII. 27. Leiden 1902.

— Über die Phonolithe der Rhön und ihre Beziehungen zu den basaltischen Gesteinen. S. B. A. 1907. XXXVI. 669.

F. J. P. van Calker, Mikroskopische Bilder Schonenscher Basalte. Mitteil. aus dem Mineral.-Geol. Institut der Reichsuniversität zu Groningen. Bd. I. Heft 1. 173. 1905.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel der geolog. Spezialkarte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1886.
— Mitteilungen aus den Aufnahmegebieten. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt. IV. Folge. Heft VIII. 28.
C. Chelius und G. Klemm, Erläuterungen zu Blatt Neustadt-Obernburg der geolog. Karte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1894.
K. von Chruitschoff. Über ein neues außereuropäisches Leucitgestein. T. M. P. M. 1884. VI. 160.
Jul. Morgan Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.
F. Cornu, Über den Zeophyllit von Radylin im böhmischen Mittelgebirge. T. M. P. M. XXIV. 127. 1905.
J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.
W. Deecke, Der Monte Vulture in der Basilikata (Unter-Italien). N. J. B.-B. VII. 1891. 556.
A. Doelter, Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz 1882.
Fr. Eichstädt, Skånes basalter mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Stockholm 1882.
J. Felix und H. Lenk, Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Republik Mexico. 1. Teil 1890; 2. Teil 1898. Leipzig.
Fr. Fouqué, Étude microscopique et analyse médiate d'une ponce du Vésuve. C. R. 12 Octobre 1874.
P. Franco, Fonolite trasportata dalla lava del Vesuvio nella eruzione del 1872. Bol. Soc. nat. Napoli. 1890. IV. 1. (Bol. R. Com. geol. d'Ital. 1891. 153.)
K. von Fritsch und W. Reiss, Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Winterthur 1868.
C. W. C. Fuchs, Die Laven des Vesurs. N. J. 1866. 667 sqq.; 1869. 42 sqq. u. 169 sqq.
— Die Veränderungen in der flüssigen und erstarrenden Lava. T. M. M. 1871. 65 sqq.
Eug. Geinitz, Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium. Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg. 1881. XXXV.
H. Veit Graber, Über Auswürflinge in den tephritischen Brockentuffen der Umgebung von Tetschen a. E. T. M. P. M. 1896. XV. 291.
F. Graeff, Über ein Gestein von der Mondhalle im Kaiserstuhl. Ber. über die XXII. Vers. d. oberrh. geol. Ver. zu Aschaffenburg 1889. 26.
— Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitt. Gr. Bad. geol. Landesanst. 1892. II. 410.
— Über körnigen Tephrit (Theralith) aus dem Kaiserstuhl. Ber. über die XXVI. Vers. d. oberrh. geol. Ver. 1893.
K. Gruss, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine des Kaiserstuhlgebirges. Tephritische Strom- und Ganggesteine. Mitt. Gr. Bad. geol. Landesanst. 1900. IV. 85.
H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogtümer Schleswig-Holstein. Kiel 1885.
A. Hague, Note on the occurrence of a leucite rock at the Absaroka Range, Wyoming Territory. Amer. Journ. 1889. XXXVIII. 43.
V. Hansel, Mikroskopische Untersuchung der Vesuvlava vom Jahre 1878. T. M. P. M. 1879. II. 419–430.
— Über basaltische Gesteine aus der Gegend von Weseritz und Manetin. Pilsen 1886.
S. Haughton and E. Hull, Report on the chimical, mineralogical and microscopical characters of the lava of Vesuvius from 1631 to 1868. Trans. Roy. Irish. Acad. Dublin 1876. XXVI.
J. Hazard, Über die petrographische Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten in der Lausitz. T. M. P. M. 1894. XIV. 297.
— Erläuterungen zu Blatt Löbau-Neusalza, Löbau-Reichenbach, Rumburg-Seifhennersdorf und Ostritz-Bernstadt der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1896.

Herrmann, Das Vulkangebiet des zentralafrikanischen Grabens. Mitteil. aus den deutschen Schutzgebieten XVII. 42. Berlin 1904.
J. E. Hibsch, Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 95.
— Erläuterungen zu der geolog. Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt Tetschen. T. M. P. M. 1896. XV. 201. — Blatt Bensen, ibidem 1897. XVII. 1. — Blatt Rongstock-Bodenbach, ibidem 1899. XIX. 1. — Blatt Großpriesen, ibidem 1902. XXI. 465. — Blatt Aussig, ibidem 1904. XXIII. 305. — Blatt Kostenblatt-Milleschau, ibidem 1905. XXIV. 243.
K. Hinterlechner, Vorläufige Mitteilungen über die Basaltgesteine in Ostböhmen. Verhdl. k. k. geol. R. 1900. 110.
— Über Basaltgesteine aus Ostböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1900. L. 469.
E. Hussak, Über brasilianische Leucitgesteine. N. J. 1892. II. 146.
J. Shearson Hyland, Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. T. M. P. M. 1888. X. 203.
A. von Inostranzeff, Über die Mikrostructur der Vesuvlaven vom Sept. 1871, März und April 1872. T. M. M. 1872. 101—106.
C. von John, Über Gabbro- und Graniteinschlüsse in Basalt von Schluckenau in Böhmen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1902. LII. 141.
Arr. Johnsen, Vesuvasche vom April 1906. N. J. Centralblatt. 1906. 385.
H. J. Johnston-Lavis, L'eruzione del Vesuvio sul 2 Maggio 1885. Ann. d. Accad. O. Costa d'Aspiranti naturalisti. Era 3. vol. I. 1886.
E. Kalkowsky, Über den Ursprung der granitischen Gänge im Granulit in Sachsen. Z. D. G. G. 1881. XXXIII. 629.
— Der Leucitophyr vom Averner See. N. J. 1878. 727—729.
M. Kišpatič, Vesuvasche aus Kotor (Cattaro) in Dalmatien. T. M. P. M. 1906. XXV. 356.
C. Klein, Petrographische Untersuchung von Gesteinen aus der Umgebung des Bolsener Sees. S. B. A. 1888. V. 91.
F. Klockmann, Über Basalt-, Diabas- und Melaphyr-Geschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 408—416.
A. Knop, Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.
K. von Kraatz-Koschlau und V. Hackmann, Der Elaeolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Kontaktgesteine. T. M. P. M. 1896. XVI. 197.
Fel. Kreutz, Mikroskopische Untersuchung der Vesuvlaven von 1868. S. W. A. Februar 1869. LIX.
— Über Vesuvlaven von 1881 und 1883. T. M. P. M. 1884. VI. 133—150.
A. Lacroix, Sur l'existence de roches à leucite dans l'Asie mineure. C. R. 1890. CX. 302.
— Sur les roches à leucite de Trébizonde (Asie mineure). Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XIX. 732.
— Les roches volcanique à leucite de Trébizonde. C. R. 9. I. 1899.
— Les roches à néphéline du Puy de Saint-Sandoux (Puy-de-Dôme). C. R. 1900. CXXXI. 283.
— Les produits laviques de la récente éruption du Vésuve. C. R. CXLIII. 13. 1906.
— Les conglomerats des explosions vulcaniennes du Vésuve, leurs minéraux, leurs comparaisons avec les conglomerats trachytiques du Mont Dore. C. R. CXLII. 1020. 1906.
— Sur la constitution pétrographique du massif volcanique du Vésuve et de la Somme. C. R. 1907. CXLIV. 1245.
— Etude minéralogique des produits silicatées de l'éruption du Vésuve (Avril 1906) (Conséquences à en tirer à un point de vue général). Nouv. Archives du Muséum. 4. série. tome IX. Paris 1907.
O. Lang, Zur Kenntnis der Verbreitung niederhessischer Basaltvarietäten. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. XXVI. 272. Berlin 1906.
A. von Lasaulx, Mikroskopische Untersuchung der Vesuvlaven von 1872. N. J. 1872. 408.

H. Lenk, Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Würzburg 1887.
Giu. de Lorenzo, Lava Pahoehoe effluita il 24 Maggio 1895 dal Cono terminale del Vesuvio. Rend. R. Acad. Lincei. 1895. (5.) IV. fasc. 1. 12.
— Efflusso di lava dal gran Cono del Vesuvio cominciato il 3 Luglio 1895. Rend. R. Acad. Sc. fis e mat. Napoli. Luglio 1895.
— Studio geologico del Monte Vulture. Atti R. Acad. di Sc. fis. e mat. di Napoli. (2.) X. No. 1. 1900.
Giu. de Lorenzo e C. Riva, Il cratere di Vivara nelle Isole Flegree. Atti R. Accad. di Sc. fis. e mat. di Napoli. (2.) X. No. 8. 1900.
J. Lorié, Bijdrage tot de Kennis der Javaansche Eruptivgesteenten. Rotterdam 1879.
J. Macpherson, Etude des roches éruptives recueillies par M. Choffat dans les affleurements secondaires au Sud du Sado. Lisboa 1887. Commun. da Comm. dos trabalhos geol. de Portugal. I. 2. p. 326.
Ern. Manasse, Di alcune leucotefriti di S. Maria del Pianto nei Campi Flegrei. Proc. verb. Soc. tosc. di Scienze nat. Pisa 1905. 12 Marzo.
J. Martin, Erratische Basalte aus dem Diluvium Norddeutschlands. Abhandl. Naturw. Ver. Bremen 1903. XVII. 485.
— Beitrag zur Kenntnis der erratischen Basalte. Z. D. G. G. 1907. LIX. 49.
R. V. Matteucci, Sulla fase eruttiva del Vesuvio cominciata nel giugno 1891. Atti R. Accad. sc. fis. e mat. di Napoli. (2.) V. No. 2. 1891.
G. Mercalli, Osservazioni petrografico-geologiche sui Vulcani Cimini. Rendic. R. Istit. Lombardo. 1889. (2.) XXII. fasc. 3.
— Contribuzione allo studio geologico dei Vulcani Viterbesi. Mem. Pontif. Accad. Romana dei Nuovi Lincei. XX. 1903. Roma.
— Notizie Vesuviane (Luglio-Dicembre 1903). Boll. Soc. Sism. Ital. X. Modena 1904.
G. P. Merrill, Notes on some eruptive rocks from Gallatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proceed. U. S. nat. Museum. 1895. XVII. 637.
R. Michael, Beobachtungen während des Vesuvausbruchs im April 1906. Z. D. G. G. 1906. LVIII.
A. Michel-Lévy et A. Lacroix, Sur une roche à leucite carbonifère du Mâconnais. Bull. Soc. min. Fr. 1895. XVIII. 24.
H. Möhl, Die Basalte der preußischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. der naturf. Ges. in Görlitz 1874. XV.
E. Möller, Petrographische Untersuchung einiger Gesteine der Rhön. N. J. 1888. I. 81.
O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885 und N. J. B.-B. IV. 1886. 576.
Magnus Neef, Über seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 461—500.
K. Oebbeke, Beiträge zur Kenntnis einiger hessischer Basalte. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 390.
A. Osann, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 688.
— Melilite-nepheline basalt and nepheline-basanite from Southern Texas. Journ. of Geol. Chicago 1893. I. 341.
— Report on the rocks of Trans-Pecos Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Rep. 123. Austin 1893.
Joh. Petersen, Geschiebstudien. Beiträge zur Kenntnis der Bewegungsrichtungen des diluvialen Inlandeises. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg 1899. XV.
Giu. Piolti, Sopra una macina romana in leucotephrite trovata nei dintorni di Rivoli (Piemonte). Atti R. Accad. Sc. Torino 1899. XXXV.
H. Pröscholdt, Erläuterungen zu Blatt Themar und Dingsleben der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.
H. Pröscholdt und H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Römhild der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1895.

P. D. Quensel, Untersuchungen von Aschen, Bomben und Laven des Ausbruches des Vesuv 1906. N. J. Centralblatt 1906. 497.
Gerh. vom Rath, Zwei Gesteine der Rocca Monfina. Z. D. G. G. 1873. XXV. 243.
— Ein Beitrag zur Kenntnis des Vesuvs. Z. D. G. G. 1873. XXV. 209—243.
F. Rinne, Der Dachberg, ein Vulkan der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1886.
A. Rosiwal, Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika usw. Denkschr. k. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Cl. LVIII. 1891.
J. Roth, Studien am Monte Somma. Abhdl. k. Akad. Wiss. Berlin 1877.
V. Sabatini, Descrizione geologica delle Isole Pontine. Boll. R. Com. geol. d'Ital. 1893. XXIV. 228 u. 309.
— Sull' attuale eruzione del Vesuvio. Boll. R. Com. geol. d'Ital. 1895. XXVI. 149.
— I vulcani dell' Italia Centrale e i loro prodotti. I. Vulcano Laziale. Mem. decr. della Corta geol. d'Italia. X. Roma 1900.
— L'eruzione vesuviana dell' aprile 1906. Boll. R. Com. geol. d'Italia. (4.) VII. 1906. 169.
F. Sandberger, Vorläufige Bemerkungen über den Buchonit, eine Felsart aus der Gruppe der Nephelin-Gesteine. S. B. A. Juli 1872. 203 sqq.
— Weitere Mitteilungen über Buchonit. Ibid. 1873. II.
— Über den Basalt von Naurod bei Wiesbaden und seine Einschlüsse. Jahrb. k. k. geol. R. 1883. XXXIII.
— Neue Einschlüsse im Basalt von Naurod. Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 2. 17.
G. A. Sauer, Untersuchungen über phonolithische Gesteine der canarischen Inseln. Halle 1876.
Rud. Scharitzer, Der Basalt von Ottendorf in Österreichisch-Schlesien. Jahrb. k. k. geol. R. 1882. XXXII. 471.
W. Schottler, Der Ettringer Bellerberg, ein Vulkan des Laacher-See-Gebiets. N. J. B.-B. IX. 1898. 554.
— Geologische Beobachtungen beim Bau der Bahnlinie Grebenhain-Gedern. Notizblatt d. Ver. für Erdkunde. Darmstadt. (4.) Heft 25. 1904.
E. von Seyfried, Geognostische Beschreibung des Kreuzberges in der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1896. Berlin 1892.
Th. Siegert, Erläuterungen zu Sektion Löbau-Herrnhut der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.
Al. Sigmund, Der Steinberg bei Ottendorf im Troppauer Bezirk. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1881. XXXI. 209.
— Die Basalte der Steiermark. 1) Das Basaltgebiet von Klöck. T. M. P. M. 1906. XV. 361.
— Die Basalte der Steiermark. 3) Der Nephelinbasanit, der Palagonituff, die Nephelinbasaltbomben und die Nephelinbasaltdecke des Steinberges bei Feldbach. T. M. P. M. 1897. XVI. 352.
L. Sinigallia, Über einige glasige Gesteine vom Vesuv. N. J. B.-B. VII. 1891. 417.
Jul. Soellner, Geognostische Beschreibung der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1891.
— Über Rhönit, ein neues änigmatitähnliches Mineral und über das Vorkommen und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen. N. J. B.-B. XXIV. 475. 1907.
Herm. Sommerlad, Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. der Oberh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883. 263—284.
C. de Stefani, I projetti di Leucotefrite nei Campi Flegrei. Atti R. Accad. Linc. Roma 1905. XIV. 598.
A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. Cassel u. Berlin 1885.
Giov. Strüver, Studi petrografici sul Lazio. R. Acad. dei Lincei. 1877.
C. A. Tenne, Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1883. XLV. 451.

H. Tertsch, Mineralogische Bemerkungen zum Vesuvaschenfall (niedergegangen in Triest 19. April 1906). T. M. P. M. XXV. Heft 6. 1906.

F. Toula, Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. N. J. 1890. I. 273.

S. Traverso, Contribuzioni allo studio delle rocce volcaniche. Giorn. di min., crist. e petr. 1895. V. fasc. 3.

P. di Tucci, Saggio di studi geologici sui peperini del Lazio. Memorie R. Accad. Lincei. 1879. 1880.

Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. 271.

R. D. M. Verbeek und R. Fennema, Neue geologische Entdeckungen auf Java. N. J. B.-B. II. 186 sqq.

Ant. Verri, Osservazioni geologiche sui crateri vulsinii. Boll. Soc. geol. italiana. 1888. VII. 49. N. J. 1891. I. 269.

C. Viola, Osservazioni geologiche fatte nella Valle del Sacco in Provincia di Roma e studio petrografico di alcune roccie. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1895. No. 1.

— Mineralogische und petrographische Mitteilungen aus dem Hernikerlande in der Provinz Rom (Italien). N. J. 1899. I. 93.

K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntnis der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.

J. Clifton Ward, On the comparative rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123. 388—422.

H. S. Washington, Italian petrological sketches. I. The Bolsena region. Journ. of geol. IV. 541. 1896. — III. The Bracciano, Cervetri and Tolfa regions, ibidem V. 34. 1897. — IV. The Rocca Monfina region, ibidem V. 241. 1897. — V. Summary and conclusion, ibidem V. 349. 1891. Chicago.

— The Roman comagmatic region. Carnegie Institution of Washington. Public. 57. Washington 1906.

M. Weber, Die petrographische Ausbeute der Expeditionen O. Neumann-v. Erlanger nach Ostafrika und Abessynien 1900—1901. Mitt. d. geogr. Ges. in München. Bd. I. 637. München 1906.

Wedding, Über die Laven des Vesuvs. Z. D. G. G. 1858. X. 375.

L. van Werveke, Beitrag zur Kenntnis der Gesteine der Insel Palma. N. J. 1879. 815 - 832.

— Über den Nephelin-Syenit der Foya etc. N. J. 1880. II. 180.

A. Wichmann, Leucitgesteine von der Insel Celebes. Petrogr. Studien über den Indischen Archipel. Natuurk. Tijdschr. voor Nederl. Indië. Batavia. LIII. 3.

Geo. H. Williams, Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Jorn. 1889. XXXVII. 178.

R. A. de Yarza, Descripcion fisica y geologica de la Provincia de Vizcaya Madrid 1892.

Die hier als Tephrite und Basanite zusammengefaßten Gesteine stellen z. T. die effusiven Äquivalente der Theralithe dar, z. T. aber sind es Gesteine, deren Tiefenform wir noch gar nicht, oder doch nur in Form endogener Einschlüsse kennen. Das Gemeinschaftlich-Bestimmende für Tephrite und Basanite liegt in der Association eines, zumeist recht basischen, Kalknatronfeldspates mit Leucit oder Nephelin als wesentlicher Gemengteil. Das Trennende liegt in dem Vorhandensein des Olivins als wesentlichen Gemengteils in den Basaniten, das Fehlen oder doch nur spärliche Vorkommen des Olivins in den Tephriten. Damit ist zugleich ausgesprochen, daß es eine scharfe Grenze zwischen Tephriten und Basaniten nicht gibt.

Die große Mehrzahl der Tephrite und Basanite gehört der neovulkanischen Gesteinsreihe an; nur wenige paläovulkanische Repräsentanten sind bekannt. Der theralithische Charakter dieser Gesteine wird nicht nur durch ihren chemischen und mineralischen Bestand, sondern ebenso durch ihre geologische Vergesellschaftung erwiesen. Sie treten in denselben Provinzen auf, wie die Alkalitrachyte, die Phonolithe und Leucitophyre, die Trachyandesite, die Trachydolerite, die Leucit- und Nephelingesteine und die Limburgite und mit allen diesen Typen sind sie durch Zwischenformen und Übergänge verbunden. Und wo wir Tiefengesteine neben ihnen antreffen, sind es Alkalisyenite, Monzonite, Elaeolithsyenite, Essexite, Shonkinite, Theralithe, Missourite und Ijolithe. Während wir in allen großen Ergußgesteinsfamilien mit Ausnahme der phonolithischen Gesteine bisher je einen Vertreter der Alkalimagmen neben einem solchen der Kalk-Alkalimagmen nachweisen konnten, ist das bei den Tephriten und Basaniten ebenso wenig möglich, wie bei den Phonolithen. Zwischen den Basalten, d. h. effusiven Gabbrogesteinen und den Pikriten gibt es keinen weiteren Gesteinstypus; zwischen den Trachydoleriten, d. h. effusiven Essexitgesteinen und den Limburgiten schiebt sich eine wechselvolle Reihe von Gesteinstypen ein, die man in effusiver Ausgestaltung schon recht lange kannte, in abyssischer Entwicklung selbst heute noch nicht alle aufgefunden hat.

Der Name Tephrit (téphrine) wurde zuerst von Delamétherie und Cordier, der Name Basanit von Alex. Brongniart für neovulkanische Effusivgesteine eingeführt und auf Vorkommnisse beschränkt, die sämtlich aus theralithischen Magmen sich entwickelten. Die große Mehrzahl derselben gehört der heutigen Familie der Trachydolerite an, doch finden sich darunter auch Vorkommnisse, die nach der hier gegebenen Definition zu den Tephriten und Basaniten zu stellen sind. K. v. Fritsch und W. Reiss gebrauchten zuerst die Bezeichnungen Tephrit und Basanit in einem der hier gegebenen Definition ähnlichen Sinne in ihrem Werke über die Canarischen Inseln, indem sie das entscheidende Moment auf die Gegenwart von Nephelin, Hauyn und verwandten Mineralien neben Feldspat legten. Wennschon diese beiden Forscher also den Tephrit und Basanit in einer nicht unwesentlich verschiedenen Weise abgrenzten und den Mineralbestand mehr ahnten, als tatsächlich erwiesen, glaubte ich doch die von ihnen gewählte Bezeichnung beibehalten zu sollen und habe mich der Nachfolge der meisten Petrographen zu erfreuen gehabt. Gegenüber der 3. Auflage ist nun der Versuch gemacht worden, die Trachydolerite von den Tephriten und Basaniten noch abzutrennen. In den Tephriten und Basaniten haben wir es alsdann mit Gesteinen zu tun, in denen Leucit und Nephelin wesentliche Gemengteile sind, während diese Mineralien, bezw. ihre Vertreter aus der Sodalithfamilie in den Trachydoleriten mehr die Stellung sog. charakteristischer Übergemengteile einnehmen. Die Unsicherheit der Entscheidung über diesen Punkt nötigte dazu, in der Literatur manche Arbeit auch hier anzuführen, die vielleicht nur bei den Trachy-

doleriten hätte genannt zu werden brauchen. Gegenüber den Trachydoleriten nehmen die Tephrite und Basanite eine ähnliche Stellung ein, wie die Phonolithe gegenüber den Alkalitrachyten. In der Tat finden sich manche bedeutsame gemeinschaftliche Züge bei den Phonolithen und Tephriten, wie die Neigung zur Zeolithbildung, die öfter vorkommende Hauyn-, Melanit- und Titanitführung, das häufige Auftreten von Amphibol und Biotit neben herrschendem Pyroxen.

Mineralbestand der Tephrite und Basanite.

Die wesentlichen Gemengteile der Tephrite und Basanite sind ein basischer Kalknatronfeldspat, Nephelin und Leucit allein oder sich begleitend und ein oder mehrere Pyroxenmineralien. — Der Olivin dient zur Unterscheidung von Tephrit und Basanit. Als Nebengemengteile sind Eisenerze und Apatit allverbreitet, Zirkon sehr selten. — Die Zahl der Übergemengteile ist ziemlich groß. Sanidin, Hauyn oder andere Sodalithmineralien sind häufig und ersetzen z. T. den Plagioklas und Nephelin. Amphibol und Biotit begleiten und ersetzen z. T. die Pyroxene. Titanit ist wesentlich auf die salischen Gesteinsformen beschränkt. Melanit, Spinellide und Perowskit treten gelegentlich, bisweilen auch reichlich ein.

Der Kalknatronfeldspat erscheint oft, aber keineswegs immer unter den Einsprenglingen der Tephrite und Basanite; in der Grundmasse fehlt er nie, wenn auch seine Menge ziemlich stark wechselt. Als Einsprengling ist der Kalknatronfeldspat tafelförmig nach M und zeigt oft schaligen Bau mit nach außen hin zunehmendem Gehalt an Albitsubstanz. Nach den bisherigen Erfahrungen ist die Differenz von Zentrum und äußeren Schalen in der Regel nicht sehr groß, wennschon es nicht an Beispielen fehlt, in denen der Kern bytownitische Mischung besitzt, während die äußersten Schalen der Oligoklasreihe angehören, um die sich sogar noch bisweilen ein dünner Mantel von Sanidin legt, wie schon Veit Graber bei den Feldspateinsprenglingen der Tephrite und tephritischen Tuffe der Gegend von Liebwerd im böhmischen Mittelgebirge beobachtete. Der Hauptmasse nach gehören die Feldspateinsprenglinge in dieser Gesteinsfamilie zur Labradoritreihe; Bytownit und Anorthit wurden öfter beobachtet am Vesuv, am Kaiserstuhl und im Gebiet der Roccamonfina, Andesin bildet Einsprenglinge in manchen Nephelintephriten des Meru in Deutsch-Ostafrika und der Roccamonfina (Steinbruch oberhalb San Martino). C. Viola bestimmte die ursprünglichen Feldspate in den Leucittephriten des Hernikerlandes in Unteritalien als Bytownite und Anorthite. — Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz, oft in Verbindung mit Karlsbader Gesetz, nicht selten auch in Verbindung mit Periklingesetz ist allverbreitet. — Die Kalknatronfeldspäte in der Grundmasse pflegen nach der Kante P/M gestreckt zu sein bei mehr oder weniger holokristalliner Ausbildung derselben und die Dimensionen der schmalen Leistchen werden oft sehr geringe. Dann findet sich auch trichitische Krüm-

mung, Gabelung der einzelnen Leistchen und büschelförmige Aggregation derselben und die Leistchen bestehen nur aus 2, selten 3 Lamellen oder die Zwillingsbildung fehlt ganz. In glasreichen Grundmassen kommen neben den Leistchen zweiter Generation gern tafelförmige Mikrolithe der Plagioklase nach M vor, die scheinbar hexagonal von P, x und l begrenzt werden. Daß der Plagioklas der Grundmasse als eine Art Füllmasse oder Mesostasis ausgebildet war, beobachtete J. Soellner an Nephelinbasaniten der Gegend von Langenleiten und Oberriedenberg in der südlichen Rhön. Soweit Bestimmungen ausgeführt wurden, erwiesen sich die Grundmasse-Feldspate vorwiegend als der Labradoritreihe zugehörig, wenn die Einsprenglinge bytownitische Mischung hatten oder ganz fehlten; gehörten die Einsprenglinge zum Labradorit, so war oft auch der Grundmasse-Feldspat Labradorit, in manchen Fällen aber stellte sich dann Andesin (Masseria del Duca, San Clemente, Roccamonfina, Black Hills, Dakota), oder seltener Oligoklas (Meru) in der Grundmasse ein.

Sanidin erscheint neben Plagioklas in der Grundmasse der Tephrite und Basanite öfter in kleiner Menge, seltener und dann unter mehr oder weniger weitgehender Verdrängung des Leucits auch reichlicher. Unter den Einsprenglingen fand A. Osann den Sanidin neben Nephelin, Plagioklas, Hornblende und Olivin in phonolithoiden Tephriten des südlichen Texas (Uvalde Co), welche Kuppen in der Kreideformation bilden. Ebenso kommt er auch in nephelintephritischen Laven des Meru vor. Es scheinen vorwiegend Grenzformen der Tephrite nach den Phonolithen hin zu sein, in denen der Sanidin reichlicher sich einstellt, wie dieses schon C. Klein aus der Rhön und vom Bolsener See angibt unter zutreffender Hervorhebung des Umstandes, daß in diesen Gesteinen dann gern der porphyrische Charakter wenig oder gar nicht ausgeprägt ist. — Anorthoklas fand sich neben Labradorit, Leucit und Titanit vereinzelt als Einsprengling in einem Tephrit an der Straße zwischen Ponte und I Grottoni, Roccamonfina.

Der Leucit kann ebenfalls in zwei Generationen ausgebildet sein, welche sich indessen nur durch die Größe, nicht durch die Form unterscheiden. Allenthalben zeigt er die Form des Ikositetraëders (211), dessen Kanten und Ecken jedoch, zumal bei den Einsprenglingen, bis zur Körnerform abgerundet sein können. Solange die Bd. I, 2. 4. Aufl., S. 29 beschriebene Doppelbrechung wahrnehmbar ist, bietet die Bestimmung keine Schwierigkeit. Wo diese fehlt, hält man sich zur Bestimmung an die rundliche Form und an die zentral gehäuften oder peripherisch geordneten Interpositionen (Augitmikrolithe, Glas- und Schlackeneinschlüsse). Solange man kein anderes gesteinsbildendes Mineral dieser Form kennt, läßt sich gegen die Diagnose nicht viel einwenden. Zumal den sehr kleinen Leuciten fehlt die Doppelbrechung oft vollständig; doch ist die Größe nicht das allein bestimmende Moment, da die bis zu zierlichsten Kristallskeletten herabsinkenden Leucitindividuen in den kleinen Gipfelströmen oder in den Schlackenkrusten der großen Ergüsse des Vesuvs oft noch deutliche Zwillingslamellierung zeigen,

während sie den viel größeren Leuciteinsprenglingen mancher Kaiserstühler Leucittephrite vollständig fehlt. Vielleicht liegt in dem unfrischen Zustande der letzteren Vorkommnisse zumal in der so häufigen Umwandlung zu Analcim die Ursache dieses Verhaltens. Leucite mit eingesunkenen Flächen gibt Sinigallia aus glasigen Vesuvlaven an. Bei extremer Ausbildung führt das zu Kristallskeletten, die im Durchschnitt wie Räder mit Speichen aussehen. Derartige Gebilde sind in den kompakten Gesteinen nicht gerade häufig, während sie in den Lapilli der Tuffe oft beobachtet werden. C. Viola will darin nicht eine Erscheinung des Kantenwachstums sehen, sondern deutet die Erscheinung durch Auflösung der Leucitsubstanz unter Einwirkung der die Leucitindividuen umgebenden Pyroxenmikrolithenkränze, wie er denn auch aus der Wechselwirkung des Leucits und seiner Pyroxen-Einschlüsse eine Neubildung von Plagioklas hervorgehen läßt (N. J. 1899. I. 125—133). — Eine Neubildung von Orthoklas und Plagioklas aus Leucit beschreibt Lacroix ebenfalls aus Vesuvgesteinen und Sabatini beobachtete analoge Vorgänge an latinischen Laven. — Ebenso findet sich gelegentlich der wohl zuerst von Gerh. vom Rath beschriebene Zerfall des Leucitmoleküls in Orthoklas und Nephelin. — Die Neubildung von Mikrosommit, Cavolinit und Sodalith aus Leucit, welche Lacroix vom Vesuv angibt, gehört wohl in die Kategorie der pneumatolytischen Umwandlungsphänomene. — Wenn eine Generation des Leucits fehlt, so ist es fast durchweg die ältere intratellurische. In einem phonolithoiden Leucittephrit mit großen Einsprenglingen von Leucit von der Lokalität Civitá Castellana im Gebiete von Viterbo ist in der Grundmasse der Leucit ganz durch Sanidin ersetzt, während in andern Handstücken von demselben Fundorte, deren Leuciteinsprenglinge recht klein sind, die zweite Generation dieses Gemengteils reichlich entwickelt ist.

Der Nephelin ist nur an wenigen Orten als Einsprengling vorhanden, und dann idiomorph und leicht und sicher zu bestimmen. Im allgemeinen beschränkt sich sein Vorkommen auf die Grundmasse und hier ist seine Begrenzung recht selten eine erkennbar kristallographische. Er bildet dann unregelmäßige Flecken zwischen den Feldspaten und Augiten der Grundmasse und pflegt bisweilen recht launig im Gestein verteilt zu sein, so daß nephelinreiche und nephelinarme Partien wechseln. — Der Nachweis des Nephelins ist dann nur chemisch zu liefern; die leichte Gelatination des schwach doppelbrechenden farblosen Minerals und die dadurch ermöglichte Tinction mit Färbemitteln, der Nachweis reichlichen Natrons in der Lösung dienen zur Bestimmung. Die spätere Ausscheidung des Nephelins gegenüber dem Feldspat weist auf beträchtlichen Kalkgehalt dieses letzteren hin. Die relativen Mengen von Plagioklas und Nephelin schwanken sehr. Meistens herrscht der Feldspat.

An vielen Lokalitäten erscheint als Begleiter des Leucits und Nephelins der Tephrite und Basanite ein Mineral der Sodalithfamilie, welches in einzelnen Fällen als Hauyn nachgewiesen wurde, in vielen Fällen aber diesen Namen nur auf Grund eines Analogieschlusses führt.

Allenthalben zeigt dieser Übergemengteil idiomorphe Begrenzung durch das Rhombendodekaëder und oft Dimensionen, die ihn schon dem unbewaffneten Auge erkennbar machen. In anderen Fällen gehört er durchweg der Grundmasse an, woraus man aber nicht mit Sicherheit auf Entstehung in der Effusionsperiode wird schließen dürfen. Zwingende Gründe für eine so späte Bildung ergeben sich nirgends. Auch der Nachweis für eine zwiefache Bildungsperiode konnte an keinem Vorkommen geführt werden. Unter den intratellurischen Bildungen hat der Hauyn höheres Alter als die andern salischen Gemengteile und entstand z. T. noch während der Ausscheidung der Pyroxene. In manchen Verbreitungsgebieten der Tephrite überwuchert der Hauyn den Leucit und Nephelin, so daß man die Gesteine Hauyntephrite nennen muß; anderen Gebieten, so z. B. dem Vesuv fehlt er, wenn man von den Bildungen der Fumarolenperiode absieht, gänzlich. — Wo sich eine Zeolithisierung bei den Tephriten findet, beginnt dieser Prozeß, ebenso wie bei den Phonolithen, am Hauyn.

Die Pyroxene in Einsprenglingen und als Grundmassegemengteil sind die herrschenden femischen Gemengteile der Tephrite und Basanite und gehören sehr verschiedenen Abteilungen der Familie an. In den basaltoiden Gesteinstypen hat ein meistens mit rotbraunen Farben, seltener grün durchsichtiger basaltischer Augit die weiteste Verbreitung. Die oft recht großen und scharf idiomorphen Einsprenglinge zeigen die Flächen von (100) (110) (010) ($\bar{1}11$), häufige Zwillingsbildung nach (100) auch in polysynthetischer Entwicklung, und treten gern in knäuelartigen Gruppen auf. Aufbau aus verschiedenfarbigen, konzentrischen Schalen ist oft zu beobachten. — In ähnlich weiter Verbreitung und mit derselben Formenkombination bei stark vorherrschendem (100) begegnet man dem mit violetten Farben durchsichtigen Titanaugit. Die häufige Sanduhrstruktur und die starke Bissectricendispersion machen diesen Pyroxen leicht kenntlich. Kaiserstuhl und böhmisches Mittelgebirge liefern zahlreiche Vorkommnisse, während am Vesuv und im Gebiet des Bolsener Sees die basaltischen Augite herrschen. — Bei weniger ausgeprägt femischem Charakter der Gesteine, wie ihn die Leucittephrite der Roccamonfina haben, erscheint als pyroxenischer Einsprengling oft ein farbloser (unter Acquamara am Garigliano bei San Clemente) bis hellgrüner diopsidischer Pyroxen mit herrschenden Pinakoiden in der Prismenzone, dessen nach der Peripherie hin zunehmende Intensität der grünen Farbe auf zunehmenden Gehalt an Ägirinmolekülen deutet. Neben diesem oder ihn vertretend begegnet man in demselben Gebiete und in den Nephelintephriten des Meru einem an der Grenze von Diopsid und Ägirinaugit stehendem Pyroxen als Einsprengling. — Eigentlicher Ägirinaugit kommt gelegentlich ebenfalls in den mehr oder weniger femischen Gesteinstypen vor, wird aber erst in den phonolithoiden und salischen Leucit- und Nephelintephriten der herrschende Pyroxen, so in Latium, am Monte Vulture (Pizzuto di Melfi) und am Vulkan Meru und wird dann nicht selten von Ägirin in schlanken Nadeln begleitet.

Bei den Pyroxenen der Grundmasse kehrt die gleiche Mannigfaltigkeit mit denselben Beziehungen zu dem mehr femischen oder salischen Charakter der Gesteine wieder. Auch hier herrscht mehr oder weniger streng idiomorphe Gestaltung bei kurzprismatischem Habitus der bald grün bis grau, selten rotbraun durchsichtigen basaltischen Augite und der stets grün bis gelblichgrün durchsichtigen Ägirinaugite. Gegenüber den Einsprenglingen, die oft Magnetit, Glaseier, Biotitfetzen, seltener Flüssigkeitseinschlüsse (böhmisches Mittelgebirge) umschließen, sind die Augite der Grundmassen einschlußfrei. In glasreichen Grundmassen sind gegabelte und andre Wachstumsformen häufig. In den Leucittephriten des Hutberges und westlich vom Dobrankatal im böhmischen Mittelgebirge finden sich nach J. E. Hibsch rundliche Konkretionen von Augit und Magnetit mit einem Durchmesser von etwa 0,5 mm, in deren Mitte oft ein Feldspat-, Leucit- oder Augitkristall liegt. — Ägirinmikrolithe zweiter Generation sind auf die phonolithoiden Gesteinstypen beschränkt und auch hier nicht eben häufig.

Basaltische Hornblende und etwas häufiger brauner Biotit sind gelegentlich, aber im ganzen doch recht selten neben den Pyroxenen vorhanden, zeigen dann die gleichen Eigenschaften, wie in den Trachy-Andesiten und sind fast immer von Resorptionsmänteln umgeben, die nicht nur den Kristallumrissen, sondern auch den eventuell vorhandenen Bruchrändern folgen. Die Biotite besitzen oft eine deutlich gegen die Spaltrisse nach (001) schiefe Auslöschung, wie in allen Alkaligesteinen, so auch in den Vesuvlaven, so daß die Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetze sicher erkennbar wird. — Arfvedsonit wurde nur in einem stark zeolithisierten Nephelintephrit der Black Hills von Dakota als Einsprengling neben Ägirinaugit beobachtet.

Der Olivin hat die Eigenschaften, wie in den Basalten und Trachydoleriten. — Titanit, der anscheinend auf die phonolithoiden Gesteinstypen beschränkt ist, zeigt die für Alkaligesteine charakteristischen Formen. — Der gleichfalls auf die salischen Gesteinsformen beschränkte Melanit, die Spinellide und der Perowskit bedürfen keiner Beschreibung. — Melilith gibt J. Soellner aus Nephelinbasaniten des Barnstein, des Steinernen Meeres und des Farnberges bei Oberriedenberg in der südlichen Rhön an. — Den Rhönit fand Soellner recht verbreitet in Nephelinbasaniten der Rhön (Ostabhang des Osterberges bei Bischofsheim, Eube bei Gersfeld, am Wege von Steens nach Elters, am Südabhang des Kohlberges östlich von Elters, an der Sandbergkuppe nordöstlich von Wittges), sowie im Gestein des Förstberges bei Großbieberau im Odenwald, die fast alle den Trachydoleriten sehr nahestehen.

Strukturformen und Klassifikation der Tephrite und Basanite.

Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung würden die Tephrite und Basanite je nach dem Auftreten des Leucits oder des Nephelins oder dieser beiden Mineralien neben dem Plagioklas in Leucittephrite

und Leucitbasanite, Nephelintephrite und Nephelinbasanite, Leucit-Nephelin-Tephrite und Leucit-Nephelin-Basanite zerlegt werden können. Jede dieser Unterabteilungen wäre dann parallel zu einer der Abteilungen bei den Phonolithen. Mit fortschreitender Erforschung dieser Familie hat sich herausgestellt, daß die reinen Leucittephrite und ihre olivinführenden Glieder, ebenso wie die Nephelintephrite und ihre olivinführenden Verwandten einen hohen Grad von Selbständigkeit besitzen, während die auch der Zahl nach untergeordneten Gesteine dieser Familie, in denen Leucit und Nephelin nebeneinander auftreten, raschen und häufigen Wechsel in der relativen Menge dieser Gemengteile besitzen, und daher vielfach in die einfacheren Formen übergehen. — Der Olivingehalt ist in dieser Familie bedeutungslos für alle andern Eigenschaften; mit dem Eintritt dieses Minerals oder seinem Ausfall ist anscheinend keinerlei weitere Veränderung in der Zusammensetzung und in der Struktur verbunden. Es ist daher der Unterschied von Tephriten und Basaniten ein rein mineralogischer, er deckt sich weder mit einem geologischen, noch mit einem petrographischen Moment. Fast ausnahmslos ist der Gehalt an Olivin ein wenig bedeutender. Es liegt in der Natur der Sache, daß seine Häufigkeit eine Abnahme des Alkaligehalts der Gesteine zur Voraussetzung hat; dem entspricht es, daß die olivinreichen Basanite stets feldspatarm sind und nur sehr selten Feldspat als Einsprengling führen.

Die normale Struktur der Tephrite und Basanite, welche im folgenden nicht scharf getrennt werden sollen, ist die porphyrische, und zwar herrscht allenthalben die holokristallin-porphyrische Ausbildung. Die hypokristallin-porphyrische Struktur mit wechselnden Mengen einer meistens in braunen oder gelben Tönen, selten farblos durchsichtigen Basis scheint nach den bisher vorliegenden Beobachtungen besonders auf die peripherischen Teile von Strömen und Gängen beschränkt zu sein. Hier kann auch die Menge der kristallinischen Bildungen der Effusionsperiode so weit sinken, daß eine deutlich vitrophyrische Ausbildung eintritt, wie bei manchen kleinen Gipfelströmen des Vesuvs und bei vereinzelten Vorkommnissen des Kaiserstuhls. Die Basis solcher Gesteine ist meistens wasserfrei bis wasserarm (wasserreich ist die Basis eines Leucittephrits von der Mondhalde im Kaiserstuhl) und wird meistens stark von Salzsäure schon in der Kälte angegriffen. — Hypidiomorph-körnige, theralithische, ältere Ausscheidungen kannte schon Fr. Graeff als Einschluß in Tephriten des Kaiserstuhls. Sie gewinnen eine große Bedeutung in der Geologie des Vesuvs und finden an späterer Stelle ihre Besprechung.

Die Reihenfolge der intratellurischen Ausscheidungen ist oft schwer zu verfolgen. Sicher gehören auch hier die Erze, der Apatit und der seltene Zirkon, sowie der Titanit, die Spinellide, der Perowskit, dann auch der Olivin der ältesten Periode der Gesteinsentwicklung an. Ebenso scheint die Glimmer- und Hornblendebildung, welche in den meisten Fällen nur als ein vorübergehender Zwischenakt aufzufassen ist, der-

jenigen der Pyroxene, Feldspate, Leucite und Nepheline vorauszugehen. Ihre Resorption dagegen kann, wie es den Anschein hat, bis tief in die Effusionsperiode hinein andauern und ist vielfach bei der endlichen Verfestigung des Gesteins noch nicht abgeschlossen. — Daß die Augitbildung jedenfalls früher beginnt, als diejenige von Leucit und Nephelin, ergibt sich mit Sicherheit daraus, daß in sehr vielen Fällen, wo Augit reichlich als Einsprengling vorhanden ist, Leucit und Nephelin in dieser Form fehlen. Andererseits beweist der Umstand, daß Leucit (bei dem Nephelin wurde das nie beobachtet) sich idiomorph gegen den Augit abgrenzt und als Einschluß zumal in den peripherischen Teilen desselben vorkommt, daß die Augitbildung wenigstens in die Periode der Leucitkristallisation hinübergreift. Da nun Nephelin älter zu sein pflegt als Leucit, so muß dieses Verhältnis um so mehr auch für den Nephelin gelten. — Hauyn ist allenthalben älter als Nephelin und Leucit. - Da Augit in Hauyn, Nephelin und Leucit als Einschluß auftritt, und zwar nicht nur im Zentrum, sondern auch in der Peripherie, so spricht auch das für eine lange Andauer der Augitausscheidung, ja, für deren Kontinuität bis zum Abschluß der Kristallisation der genannten Alkalialumosilikate, wenn man nicht annehmen will, daß die peripherischen Teile erst durch Fortwachsen in der Effusionsperiode entstanden, eine Annahme, die allerdings wenigstens für Leucit und Nephelin viel Wahrscheinliches hat. — Auch die Feldspatbildung beginnt sehr früh in der intratellurischen Periode der Tephrite und Basanite. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Anorthitausscheidung gleichzeitig mit oder noch vor der Augitkristallisation anhebt. Analoge Verhältnisse, wie sie zwischen Leucit, Nephelin und Augit angegeben wurden, beweisen die Fortdauer der Feldspatausscheidung mit allerdings stetiger Zunahme der Acidität bis an den Schluß der intratellurischen Periode.

Diese Verhältnisse erklären es, daß in den Basaniten und Tephriten Olivin und Augit fast ausnahmslos, Feldspat überaus oft, Leucit weit seltener als Einsprengling auftreten. Daß der Nephelin in den Nephelintephriten noch seltener intratellurisch kristallisierte als der Leucit in den Leucittephriten, mag darin seinen Grund haben, daß die ersteren Gesteine fast allenthalben sehr arm an feldspatigen Gemengteilen sind, und außerordentlich gern in feldspatarme Trachydolerite, Augitite und Limburgite übergehen. In den selteneren Fällen, wo Kalknatronfeldspat und Leucit einsprenglingsartig erscheinen, während der Augit fehlt, erwiesen sich die Gesteine sehr augitarm überhaupt, und aufmerksames Durchsuchen mehrerer Präparate ließ dann oft aus vereinzelten Resten von Augiteinsprenglingen erkennen, daß intratellurische Individuen dieses Minerals während der Effusion resorbiert wurden.

Die winzigen Dimensionen der Grundmasse-Gemengteile erschweren die Bestimmung der Altersreihenfolge in hohem Grade. Wo eine solche möglich war, ließ sich das höhere Alter der Augite gegenüber den feldspatigen Gemengteilen sicher erkennen. Dasselbe gilt für die seltenen Fälle, wo eine jüngere Generation von Olivin vorhanden war. — Die

Anordnung der Grundmasse-Gemengteile gegeneinander und gegen die Einsprenglinge, ist oft eine fluidale. In erster Linie sind es die Feldspatleistchen der Grundmasse, welche die Fluidalphänomene zum Ausdruck bringen; seltener und unvollkommener geschieht es durch die Augitmikrolithe.

Strukturformen, welche man bald eher als panidiomorphe, bald als hypidiomorphe charakterisieren möchte, oder welche zwischen beiden in der Mitte stehen, kommen bei Leucittephriten und Nephelintephriten vor, und entstehen offenbar durch das Verfließen der intratellurischen und Effusionsperiode ineinander. Die Sommalaven, die Leucittephrite Latiums, die Nephelintephrite von Canaria und der Rhön (Poppenhausen) liefern Beispiele hierfür. Im allgemeinen neigen die Leucittephrite mehr zu panidiomorph-körniger, die Nephelintephrite zu hypidiomorph-körniger Struktur.

Leucittephrite und Leucitbasanite.

Als Repräsentanten des basaltoiden Typus der Leucittephrite, bezw. Leucitbasanite wird man am besten die Vesuv- und Somma-Laven ansehen. Ein in reicher Fülle vorliegendes Analysen-Material stellt zunächst die stoffliche Einheitlichkeit der normalen Ergüsse bei großer Mannigfaltigkeit des Habitus fest. Unter den verbreitetsten Ausbildungsformen kann man gut und leicht unterscheiden 1. Laven mit großen Einsprenglingen von Leucit, neben denen Augit, Plagioklas und Olivin wenig hervortreten in leucitarmer, an Augit und Plagioklas reicher Grundmasse, 2. Laven mit großen und zahlreichen Augiteinsprenglingen, neben denen Leucit nur spärlich, Plagioklas selten sichtbar ist in leucitreicher Grundmasse, 3. Laven mit spärlichen Einsprenglingen von Olivin und Anorthit oder Bytownit in sehr dichter Grundmasse, 4. Laven ohne porphyrische Struktur mit bald phaneromerem, bald kryptomerem Korne. Vitrophyrische Ausbildungsformen sind auf die peripherischen Teile größerer Ergüsse und kleine Gipfelströme beschränkt. Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Leucit, basischem Plagioklas (Labradorit bis Anorthit), Pyroxenen (vorherrschend ein grün durchsichtiger Augit mit wechselnder Tiefe der Färbung, diopsidischer Pyroxen, Ägirinaugit oft als äußere Schale um die anderen Pyroxene, seltener selbstständig, hie und da auch ein bräunlichvioletter Titanaugit), wenig Olivin, etwas Apatit, reichlicher titanhaltiger Magnetit, äußerst selten Zirkon. Als ein wohl konstanter Übergemengteil ist der braune bis gelbrote Biotit anzusehen, der nach den starken Schwankungen in dem Winkel der optischen Achsen von $2E = 0^0—50^0$ etwa und z. T. noch mehr wechselnde Mischung haben muß. Die Ausbildungsweise dieses Mineralbestandes ist eine sehr wechselnde von den zierlichsten Wachstumsformen in den mehr oder weniger glasigen Schlackenkrusten bis zu der normalen Gestaltung in den mehr oder weniger holokristallin-porphyrischen, oder auch hypidiomorph-körnigen zentralen Teilen mächtiger Ströme. Die Glasbasis hat um so tiefer bräunliche Farbe, je reichlicher sie auftritt.

Das erklärt die weite Verbreitung einer effusiven Magnetitgeneration in den porphyrischen Gesteinsformen. Auch die Einschlüsse von braunem Glase in den Leuciten sind bisweilen noch in ein Gemenge von Augit und Magnetit umgewandelt. Farblose Glaseinschlüsse neben braunen erwähnt nur Inostranzeff aus einer Lava vom September 1871.

Sehr viel mannigfacher ist oft der Mineralbestand in den Lavablöcken, welche lose ausgeworfen wurden. Der Umstand, daß viele der hier verbreiteten, den eigentlichen Lavaströmen fast durchweg fremden Mineralien nicht nur in der Gesteinsmasse selbst, sondern auch in Drusen und Klüften derselben aufgewachsen erscheinen, deutet auf pneumatolytische Bildung hin, die am Vesuv eine so bedeutsame Rolle spielt und hier durch die bekannten Arbeiten von A. und E. Scacchi, Gerh. vom Rath, Giu. Mercalli, Sinigallia, neuerdings von A. Lacroix und Zambonini (Rend. Accad. Linc. 1906. XV. 235) u. a. auf das Gründlichste erforscht ist. Zu diesen Bildungen gehören die braune Hornblende und vereinzelt Ägirin, Nephelin, Sanidin, Sodalith, Breislakit, Hämatit u. a. In manchen Blöcken, zumal solchen von dichtem Korne, ist die Entwicklung eines gelben Pyroxens von ägirinaugitischen Eigenschaften, wie er oben S. 898 aus den Trachyten der Insel Ischia und den Azoren beschrieben wurde, eine so massenhafte, daß das Gestein gelbe Farbe erhalten hat. — Wieder andere Gemengteile, die in Blöcken und Strömen vereinzelt gefunden werden, wie Granat, Skapolith, Wollastonit, Vesuvian u. a. verdanken ihre Entstehung wohl der Resorption von Kalksteinfragmenten.

Leider verbieten es die Zwecke dieses Buches, auf die wunderbare Fülle von z. T. normalen, z. T. pneumatolytischen Kontaktphänomenen an den Kalksteinblöcken der Somma einzugehen, sowie die Absätze der sog. trockenen Fumarolen auf den Laven des Vesuvs zu besprechen. Die Literatur, welche über die letztgenannte Gruppe von Erscheinungen besonders wieder durch die Eruption des Frühjahrs 1906 hervorgerufen wurde, findet man zu Häupten dieses Kapitels.

Trotz der großen Einheitlichkeit der normalen Effusivmassen des Vesuvs und der Somma haben die Forschungen der letzten Jahre in wechselnder Zahl und Mannigfaltigkeit Eruptionsprodukte kennen gelehrt, die man wohl als Spaltungsprodukte des Vesuvmagmas wird deuten müssen. Schon im Jahre 1890 beschrieb P. Franco Einschlüsse von Phonolith in der Lava von 1872 und schon 1874 gibt F. Fouqué eine Beschreibung der Bimssteinmassen von Pompeji, wonach sie aus einer Glasbasis mit zahlreichen Leucitkristallen, Sanidin, grünem Augit, brauner Hornblende, Magnetit, braunem Biotit und nicht ganz sicher bestimmtem Olivin bestehen. J. Roth fand dieselben Bimssteine, sowie solche von der Decke der Cisterna-Lava, Via Vecchia im Vallone di Polena, Cupo dell' Olivello und Vallone Piscinale aus denselben Mineralien zusammengesetzt. Nur fehlten der Amphibol und Olivin und er betont gegenüber der von Fouqué hervorgehobenen Einschlußfreiheit der Leucite das spärliche Vorkommen von Schlackeneinschlüssen.

Danach hätte man es mit Tuffen von Leucitphonolith zu tun. Die Richtigkeit dieses Schlusses wird durch eine von Lacroix, der auch Melanit und Titanit in diesen Tuffen beobachtete, auf S. 129 seines oben zitierten Werkes von 1907 mitgeteilte Analyse (SiO_2 54.50, Al_2O_3 21.70, Fe_2O_3 0.80, FeO 1.98, MgO 0.54, CaO 3.20, Na_2O 6.40, K_2O 9.14, H_2O 0.89, TiO_2 0.27, Cl 0.49, Sa. 99.91) vollauf bestätigt. Danach muß ich annehmen, daß die weißen Bimssteine, aus denen ich in der 3. Aufl. dieses Buches Anorthit angab, nicht von Pompeji, wie die Etikette besagt, sondern von einer andern Lokalität stammen. — Lacroix beschreibt ferner in Blöcken von der Somma einen durch große Leucite in grauer, poroser Grundmasse porphyrischen Leucittephrit mit reichlichem, nach außen in Ägirinaugit übergehendem Diopsid, dessen Grundmasse-Feldspat nicht basischer als Andesin ist, und andere Blöcke, in denen die Einsprenglinge von Sanidin diejenigen von Plagioklas in den Hintergrund drängen, während der Leucit vorwiegend als Grundmassegemengteil erscheint und Biotit in breiten Blättern als Einsprengling und in Mikrolithen sich reichlich einstellt, vereinzelt auch Melanit mit Resorptionsmänteln von Augit und Magnetit erscheint. Darin liegt also eine Übergangsform in lamprophyrische Ergußgesteine vor.

Durch das vollständige Fehlen des Leucits im Gestein und die Vorherrschaft des Sanidins unter den Einsprenglingen ist eine Gruppe von Somma-Blöcken charakterisiert, die Lacroix als Glimmer-Trachyt beschreibt. Manche derselben enthalten dann auch einen Alkali-Amphibol, Sodalith oder farblosen Hauyn, Olivin, Nephelin, Melanit und Titanit. Diese Blöcke sind fast durchweg reich an unveränderten oder wenig veränderten eckigen Einschlüssen von Kalkstein, von denen wohl auch das gelegentliche Vorkommen von idiomorphem Skapolith herrühren mag. Diesen Glimmer-Trachyt möchte Lacroix zu dem unmittelbar vorher beschriebenen Gesteinstypus in eine ähnliche Beziehung setzen, wie sie der Verit nach früherer Auffassung zum Biotitandesit hatte und dann nach dem Fundorte Pollenit nennen. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins mit nur 3.34 MgO stützt diese Deutung nicht gerade, wenn man sie mit dem Durchschnittsgehalt von 4% MgO in den normalen Vesuvlaven vergleicht. — Nur im oberen Teile der Schlucht von Pollena traf Lacroix graue weißgefleckte Gesteine von der Zusammensetzung und Struktur der Sodalithtrachyte mit Natronorthoklas als einzigem Feldspat in zwei Generationen, reichlichem Sodalith, zwei Generationen eines merkwürdigerweise schwach doppelbrechenden Ägirinaugits und etwas Titanit. Die Analyse ergab 58.61 SiO_2, 0.39 TiO_2, 20.20 Al_2O_3, 0.47 Fe_2O_3, 2.48 FeO, 1.51 MgO, 2.66 CaO, 5.20 Na_2O, 8.66 K_2O, 0.64 Cl. sp. P_2O_5, Sa 100.82. Die Anwesenheit von etwas Nephelin ist wahrscheinlich.

Phonolithe mit großen Einsprenglingen von Sanidin und kleinen Nadeln von Amphibol oder Pyroxen, auch wohl mit dunkelbraunem Melanit in dichter oder poroser Grundmasse von grauer oder gelblicher

Farbe finden sich ebenfalls. Das Mikroskop zeigt darin fernerhin Einsprenglinge von Nephelin und Hauyn und löst die Grundmasse in ein Gewebe von schmalleistenförmigem Sanidin und sehr stark pleochroitischen Biotitblättchen nebst etwas Nephelin oder Sodalith auf. Der Amphibol besitzt sehr starke Absorption für die nach c (flaschengrün) und b (bräunlichgrün) schwingenden Strahlen, sehr kleines 2V mit starker Dispersion $\varrho > v$ um die spitze Bissectrix und sehr schwacher Doppelbrechung. Titanit ist gelegentlicher Übergemengteil und Skapolith recht verbreitet. Der Amphibol, neben dem ein Pyroxen oft gänzlich fehlt oder doch sehr stark zurücktritt, stellt diese Phonolithe in die Nähe der Apachite. — In andern Phonolithblöcken ist der Pyroxengehalt höher und dann fehlen die Biotit-Mikrolithe des amphibolreichen Typus.

Auch Gesteine vom Habitus der granitporphyrischen Ganggesteine, speziell der Nephelinporphyre, finden sich als lose Blöcke und als Einschlüsse in den Laven der Somma. Sie enthalten in holokristalliner, fein- bis mittelkörniger, grünlich- bis bläulichgrauer Grundmasse große Einsprenglinge von Sanidin. Lacroix unterscheidet in dieser Gruppe zwei Varietäten, je nachdem die Struktur der Grundmasse normalkörnig oder trachytoide ist. In der ersten Varietät liegen große Einsprenglinge von Sanidin und kleinere von Nephelin, Melanit, Titanit, farblosem Diopsid mit Schalen von Ägirinaugit und titanhaltigem Magnetit in einer richtungslos körnigen Grundmasse aus Orthoklas, Sodalith, etwas Nephelin, Ägirinaugit, denen sich öfter Melanit, etwas Bytownit, Biotit und Amphibol zugesellen. Diese Gesteine, die gern Kalksteineinschlüsse führen, zeigen oft einen Gehalt an braunem Vesuvian in allgemein verbreiteten kurzen Prismen, und hie und da auch stark pleochroitische, tiefbraune Orthitkörner. — Die Nephelinporphyre mit trachytoider Struktur haben etwas Hauyn (oder Nosean) neben Sodalith, und höheren Gehalt an den farbigen Gemengteilen mit herrschendem Diopsid und Ägirinaugit. Melanit fehlt oder ist doch nur spärlich vorhanden. — Ebenso finden sich Borolanitporphyre mit Pseudoleuciteinsprenglingen und hohem Gehalt an Melanit, Sodalith und Amphibol. In einem Exemplare wurde auch frischer Leucit als Gemengteil beobachtet, statt des Pseudoleucits. Dieser Leucit ist aber allotriomorph und füllte in Gesellschaft mit Sodalith die Zwischenräume der Sanidinleisten.

Die durch ihren Reichtum an Drusenmineralien allbekannten, schon von Gerh. vom Rath eingehend beschriebenen Sanidinite des Monte Somma tragen nach Mineral- und chemischem Bestande, wie nach ihrer Struktur den Charakter der aplitischen Ganggesteine und haben ihren nächsten Verwandten in dem von Fr. Eug. Wright beschriebenen Sodalithaplit vom Cabo Frio bei Rio de Janeiro. — Dagegen haben die von Lacroix als Einschlüsse im Leucittephrit beobachteten Leucitsanidinite nach Struktur und chemischem Bestande durchaus den Charakter der Tiefengesteine. Es sind körnige Gemenge von nicht merkbar miarolitischem Gefüge aus Sanidin, Leucit, viel Davyn, langen Amphibolprismen, grünem und violettem Pyroxen, etwas Magnetit und

Titanit. Sie besitzen den höchsten Kaligehalt unter allen bekannten Gesteinen. Die von Lacroix (l. c. p. 143) mitgeteilte Analyse ergab SiO_2 51.65, TiO_2 0.65, Al_2O_3 21.60, Fe_2O_3 0.85, FeO 3.12, MgO 1.07, CaO 4.29, Na_2O 4.30, K_2O 11.60, P_2O_5 Sp, Cl 0.70, SO_3 Sp, H_2O 0.25, Sa. 100.08.

Unter den typischen Tiefengesteinen, deren Auftreten in den Sommablöcken Lacroix nachwies, nimmt der Sommait die hervorragendste Stellung ein. Die Beschreibung desselben findet auf S. 169 dieses Buches. Die dort als charakteristisch hervorgehobene eigentümliche Struktur, wie sie die Monzonite zeigen, ist nicht immer vorhanden, sondern macht und zwar soweit meine Beobachtungen reichen, immer unter Verringerung des Orthoklasgehaltes mehrfach einer richtungslos körnigen Platz. Sehr schön zeigt das ein Handstück der Heidelberger Sammlung mit der Fundortsangabe »Sotto la Punta del Nasone«. — Recht zahlreich treten unter den Somma-Blöcken auch solche auf, in denen die Tiefenform der vesuvischen Leucittephrite bei mittlerem Korn zu schönster Gestaltung gelangt ist. Solcher Ausbildungsformen gedenkt auch Lacroix in seinem Werke. — Bei einer Durchsicht der Bestände unserer Sammlung, zu der die Studien von Lacroix den Anlaß gaben, fand sich auch mit einer alten Etikette »Syenit-Auswürfling des Vesuv« ein recht grobkörniger Leucit-Shonkinit von salischem Charakter, der sich aus reichlichem Sanidin, wenig Nephelin und etwas mehr Leucit, idiomorphem Diopsid mit Mänteln von Ägirinaugit und ebensolchem tiefbräunlichgrünem Alkali-Amphibol als wesentlichen Gemengteilen aufbaut. — Ein anderes Handstück mit der Etikette »Auswürfling der Eruption von 1839«, kann man nach seinem Bestande aus demselben Pyroxen und Amphibol nebst braunem Biotit und spärlichem Olivin als herrschende Gemengteile, reichlichem Leucit, untergeordnetem Bytownit und vereinzeltem Sanidin in richtungslos mittelkörnigem Gefüge wohl als einen femischen Leucit-Theralith bezeichnen.

Monzonite ohne Leucit und ohne Olivin fand Lacroix in den Schluchten von Pollena und S. Anastasia. Sie bestehen entweder in gleichmäßig mittelkörnigem Gemenge aus Feldspaten, schwarzem Biotit und hellgelbgrünem Pyroxen oder sie sind porphyrartig struiert durch große, nach M dünntafelförmige Orthoklase, zwischen die dann die anderen Gemengteile eingeklemmt sind. Der herrschende Gemengteil ist der Orthoklas; die idiomorphen Plagioklase bestehen aus einem Kerne von Labradorit ($Ab_{50}An_{50}$), mit einem äußern Mantel aus saurem Oligoklas. Der Pyroxen gehört zum Diopsid. Akzessorisch erscheint hie und da ein grünlichbrauner, nach der Peripherie hin blauer Alkaliamphibol und ein Skapolithmineral. Der Diopsid ist vielfach in Calcit umgewandelt. Die Analyse dieser nicht ganz frischen »Monzonite« (SiO_2 48.75, Al_2O_3 20.10, Fe_2O_3 1.70, FeO 6.50, MgO 8.42, CaO 3.12, Na_2O 2.18, K_2O 5.71, P_2O_5 0.06, H_2O 1.45, CO_2 1.30, Sa. 99.29) stimmt nicht recht mit der Beschreibung des Mineralbestandes und trägt mehr den Charakter lamprophyrischer Mischungen.

Diese Paragenesis von Erguß-, Gang- und Tiefengesteinstypen ist nicht nur dadurch interessant, daß sie einen neuen Beweis für die Naturgemäßheit der Trennung aller Eruptivmagmen in die Alkali- und Alkalikalkmagmen und die von mir den Monzoniten gegebene Stellung im Gesteinssystem gibt, sondern ganz besonders auch dadurch, daß sie eine so große Mannigfaltigkeit innerhalb enger Grenzen darbietet. Es fehlen nicht nur die saureren Mischungen, die der verwandten Provinz Montana einen so eigenen Reiz verleihen, sondern ebenso die basischeren Mischungen, wie sie im böhmischen Mittelgebirge, im Kaiserstuhl, im niederrheinischen Vulkangebiet und in der Rhön durch die Leucitbasalte und Limburgite repräsentiert werden. Ehe man zu einer Ableitung der Regelmäßigkeiten magmatischer Entwicklungsvorgänge für das Vesuvmagma wird schreiten dürfen, wird es noch längere Arbeit erfordern, um mit Sicherheit die Grenze dieser Phänomene gegen die pneumatolytischen Veränderungen und gegen die Verunreinigungen des eigentlichen Eruptivmagmas durch die so häufigen Kalksteineinschlüsse ziehen zu können. Sind diese erst einmal festgestellt, dann wird gerade der geringe Betrag in den Entmischungsvorgängen die Auffindung der sie beherrschenden Gesetze wesentlich erleichtern.

Von hohem Interesse ist das Auftreten der basaltoiden Leucittephrite des Vesuv und des folgenden phonolithoiden Typus von Latium in der Form von Auswürflingen und Brocken in den Tuffen der phlegräischen Felder, wie es besonders C. Riva, de Lorenzo und de Stefani beschrieben haben. Über die Verteilung dieses Gesteinstypus für sich und in seinen beiden Unterabteilungen wird angegeben, daß sie abgesehen vom Averner See, mit Vorliebe im äußersten Westen und im äußersten Osten (S. Maria del Pianto, S. Maria del Casone, S. Maria dei Monti, Monte di Procida, Kap Miseno, Cuma), recht selten in den mittleren Teilen der phlegräischen Felder auftreten. Stratigraphisch sind sie häufiger in den unteren Regionen des Tufo grigio und im Tufo giallo. Der mit den Vesuvlaven identische, basaltoide Leucittephrit herrscht im Osten, der seltenere phonolithoide Leucittephrit im Westen (Vomeri, Camaldoli, Cuma, Miseno, Procida) des Gebietes. Justus Roth beschrieb bereits (S. B. A. 1881. 904. 1003) ein Vorkommen von Torre Lupara, E. Manasse das von Maria del Pianto.

Nach Branco's Beschreibung müssen die Laven des Herniker landes, besonders diejenigen des Vulkans von Pofi zu den normalen Leucittephriten mit einem kleinen, sehr ungleichmäßig verteilten Olivingehalt gerechnet werden. Die Laven der übrigen Herniker Vulkane können wegen ihres geringen Plagioklasgehaltes als Übergangsformen zu den Leucititen angesehen werden. — Kalkowsky bespricht zwei wenig mächtige Ergüsse von etwas Olivin führendem Leucittephrit, welche bei der Tenuta Maglioni am Averner See Bänke im Tuffe bilden, und nach Doelter's Angaben über den Vulkan Monte Ferru in Sardinien findet sich Leucittephrit vom Typus der Vesuvlaven am Monte di Pozzo Maggiore.

Als Übergangsformen zwischen Leucitphonolithen und Leucittephriten kann man Gesteine betrachten, die Bucca von der Roccamonfina unter dem Namen Leucitophyre beschrieb. Dahin stelle ich das Muttergestein der bekannten großen Leucite, dessen Grundmasse wesentlich aus Sanidin mit etwas Plagioklas und spärlichem Leucit nebst gelblichgrünen, in anderen Proben auch orangegelben Pyroxenmikrolithen und Magnetit, hie und da in fleckiger Anhäufung besteht, während Leucit, Sanidin und Ägirinaugit die Einsprenglinge bilden. Solche Gesteine finden sich über dem Dorfe Orchi zwischen Roccamonfina und Conca. Bei Valogno piccolo liegen die großen Leucite mit Einschlüssen von idiomorphem Pyroxen und von Grundmasse in einer braunen Glasbasis mit zahlreichen Mikrolithen von Leucit, ungestreiftem und gestreiftem Feldspat und spärlichem Ägirinaugit. Für die Physiographie des Leucits ist hervorzuheben, daß Bucca die auffallende Sprödigkeit der großen Leuciteinsprenglinge betont. Er erklärt sie z. T. durch Verwitterungsvorgänge, führt sie aber z. T. auch auf die Einwirkung hoher Temperatur (cottura) zurück. Ein solches Verhalten ist gerade bei recht großen Individuen eines Minerals leicht verständlich, das sich, wie der Leucit, in einem labilen Molekulargleichgewicht befindet. Sind doch auch die durch das gleiche Verhältnis bedingten optischen Anomalien an den größeren Kristallen allgemein zu beobachten, während sie bei den mikroskopisch kleinen weit seltener zur Beobachtung gelangen. — Typische Leucittephrite beschreibt Bucca von Fortinelli, Galluccio, Fontanelle und San Martino im Gebiet von Roccamonfina. Sie führen Einsprenglinge von Augit, Leucit und spärlichem Kalknatronfeldspat in einer glasreichen Grundmasse aus Augit, Leucit und Plagioklas. Das Verhalten des Feldspats, sowie die Angabe von einer hie und da kryptokristallinen (er nennt sie mikrofelsitisch) Ausbildung der Glasbasis und spärlich vorhandenem Sanidin lassen auf höhere Acidität der Grundmasse schließen. — Nach einem reichlichen, durch die Güte des Vorstandes der geologischen Landesanstalt Italiens mir zugänglichen Material kommen an der Roccamonfina mehrere Typen von Leucittephriten vor. So steht ein Gestein von Calabrito an der Straße von Masseria La Valle mit großen Einsprenglingen von Leucit, kleineren von basischem Bytownit und Augit in einer magnetit- und augitreichen Grundmasse mit Leucit und Leistchen von Labradorit den Vesuvlaven nahe. Sehr ähnlich, aber durch Einsprenglinge von Ägirinaugit und basischem Labradorit mit schmalen Mänteln von Andesin und letztgenanntem Feldspat in der Grundmasse unterschieden ist ein Vorkommen von Masseria del Duca, S. Clemente. Nur spärlichen Magnetit neben Ägirinaugit und herrschendem Leucit und Labradorit enthält ein Gestein von der Straße zwischen Ponte und I Grottoni, dessen Einsprenglinge der Leucit in kleinen Kristallen, basischer Labradorit, vereinzelter Anorthoklas und Titanit liefern. Das ist ein Repräsentant des phonolithoiden Typus der Leucittephrite, zu denen auch eine Probe aus dem Steinbruch über San Martino mit Einsprenglingen von Ägirinaugit, Leucit und Andesin in sehr leucitreicher Grund-

masse mit Feldspatleistchen der Andesinreihe, wenig Erz und Pyroxen gehört. — Durch körnige Struktur ist ein aus Leucit, Labradorit, farblosem Diopsid, vereinzeltem Olivin und Sanidin mit Eisenglanz statt Magnetit bestehendes Vorkommen unter Acquamara am Garigliano bei S. Clemente ausgezeichnet.

Einen zweiten Typus der Leucittephrite — er heiße der phonolithoide — stellen die in allen Sammlungen verbreiteten Findlinge von Tavolato an der Via Appia dar. Dieselben wurden eingehend von Strüver untersucht, welcher idente Vorkommnisse auch in Blöcken im Puzzolan zwischen Grotta ferrata und Rocca di Papa auffand. Sie sind ärmer an Pyroxen und Erz und enthalten Einsprenglinge von Ägirinaugit, Melanit (in Körnern), Leucit, Labradorit, vereinzeltem Sanidin nebst reichlichem Hauyn in einer meistens holokristallinen Grundmasse aus Ägirinaugit, Ägirin, Leucit und Plagioklas, welche von einem Sanidinkitt zusammengehalten werden. Wo dieser fehlt, ist meistens auch kein Ägirin erkennbar und es drängt sich ein hellgraugelbliches Glas ein. Biotit und Titanit treten akzessorisch auf, und in der Grundmasse findet sich in beträchtlicher Anzahl von kleinen Kriställchen ein reguläres Mineral, welches man für Granat oder einen Spinell wird halten müssen. Washington, der dieses Gestein anders beschreibt, und zu den Leucitphonolithen stellen will, schlägt dafür den Namen Tavolatit vor.

Bezeichnen wir den Vesuvtypus als basaltoide, so gehören zu den basaltoiden Leucittephriten zahlreiche Vorkommnisse der Umgebung des Bolsener Sees, welche von C. Klein beschrieben wurden, so Sta. Trinità bei Orvieto, Monte di Bisenzio, Mezzano, Toscanella. Andere nähern sich durch das Fehlen des Plagioklas unter den Einsprenglingen und seine Spärlichkeit in der Grundmasse sehr den latinischen Leucititen, was ebenfalls die Beschreibungen von C. Klein bestätigen. Bei dieser Ausbildungsform erscheint oft der Hauyn unter den Einsprenglingen. Dieselben hauynführenden Leucitite mit nicht unbeträchtlichem Sanidinkitt in der Grundmasse finden sich bei Cività Cattolica. — Dem Leucittephrit der Roccamonfina vergleicht C. Klein ein hauynhaltiges Vorkommen von Proceno im NW. des Sees. — Als eine eigene Gruppe betrachtet er die »andesitischen Leucittephrite« des Montalto, SW vom Bolsener See nahe dem Meere. — Eine höchst eigentümliche und abweichende Form von Leucittephrit zeigt ein Handstück mit der Fundortsangabe Orvieto. Intratellurische Ausscheidungen sind Augit, Leucit und Plagioklas. In der aus saurem Plagioklas, wahrscheinlich ziemlich viel Sanidin, Augit und etwas Glas bestehenden Grundmasse fehlt der Leucit vollständig. —

Auch bei den Leucittephriten des Ciminischen Gebirges bei Viterbo, die von Mercalli und Washington beschrieben wurden, kehren nach mir vorliegenden Handstücken ein basaltoider und ein phonolithoider Typus wieder. Ein Handstück des ersten Typus aus der Gegend von San Martino führt Labradorit, Leucit und Diopsid mit geringem Gehalt an Ägirinmolekülen als Einsprenglinge; die an Pyroxenstengelchen,

Magnetit und Biotit reiche Grundmasse enthält nur wenig Leucit neben reichlicherem Labradorit und akzessorisch etwas Sanidin. Phonolithoiden Charakter haben Proben mit dem Fundorte Cività Castellana bei Viterbo, von denen solche mit vielen großen Leuciteinsprenglingen statt des Leucits in der Grundmasse Sanidin führen, während in den Handstücken mit wenig hervortretenden kleinen Leuciteinsprenglingen die Grundmasse sehr reich an diesem Gemengteil ist. Den Sanidin unter den Einsprenglingen gibt Washington von Croce di San Martino an.

Die systematische Stellung der von Tucci beschriebenen latinischen Peperine läßt sich wohl noch nicht mit Sicherheit angeben und dasselbe gilt von den Peperinen der Ciminischen Berge, die Sabatini als peperino tipico mit deutlichem klastischem Charakter und peperino delle alture, in denen die klastische Natur oder richtiger die zwingenden Beweise für dieselbe fehlen. (Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1902. 245.)

Leucittephritische Gesteine, deren weite Verbreitung bereits W. Deeke im Gebiete des Monte Vulture bei Melfi in Lucanien nachgewiesen hatte, bilden nach der Angabe von Giu. de Lorenzo in seiner inhaltreichen Monographie dieses Vulkans die Hauptmasse seiner Laven, unter denen die Typen der Hauyntrachyte, Phonolithe, Nephelintephrite, Leucitite, Leucitbasalte und Nephelinite ebenfalls, aber in weit geringerer Verbreitung vertreten sind. Alle diese Gesteinsgruppen sind am Monte Vulture durch mehr oder weniger reichlichen Gehalt an Hauyn charakterisiert, der ihnen ein eigenes Gepräge gibt. Sie stellen neben den basaltoiden vesuvischen und den phonolithoiden latinischen Leucittephriten eine dritte Abart dar und sollen nach dem Vorgange von de Lorenzo als Hauynleucittephrite bezeichnet werden. Eine weitere Eigentümlichkeit, welche diese Gesteine von den anderen basaltoiden Leucittephriten unterscheidet, ist ihr konstanter, wenn auch nicht eben hoher Gehalt an Nephelin. Es gibt unter ihnen olivinfreie und auch an diesem Gemengteil so reiche Vorkommnisse, daß sie richtig als Hauynleucitbasanite zu bezeichnen sind. Sie werden besonders durch die Lava des Pizzo S. Agata vertreten. Der Pyroxen nicht nur der tephritischen Laven dieses Vulkans, sondern aller seiner Gesteine ist Ägirinaugit ($c : a = 35°$) oder steht doch diesem sehr nahe; der Feldspat in einem Hauynleucittephrit von Pizzuto di Melfi wurde als basischer Labradorit bestimmt.

Im Kaiserstuhl bei Freiburg im Breisgau haben basaltoide Leucittephrite und Leucitbasanite in mannigfacher Ausbildung eine nicht unbeträchtliche Verbreitung auf beiden Seiten des bei Burkheim mündenden Tales, in der Umgebung von Rottweil (Eichberg, Mondhalde, beim Kreuzle auf dem Kirchberge, am Henkelberge, ferner spärlich in der Umgebung der St. Katharinenkapelle bei Endingen und nach Kruss am Blankenhornsberge bei Ihringen. Die Vorkommnisse haben z. T. große Ähnlichkeit mit den Monte Vulture Gesteinen durch hohen Gehalt an Hauyn (Kreuzle und Eichberg) und bisweilen durch ziemlich hohen Gehalt an Einsprenglingen von rotem Olivin. Sonst bildet nur der

Pyroxen, der teils dem Ägirinaugit, teils dem Titanaugit angehört, dem bloßen Auge erkennbare Einsprenglinge. Leucit, der meistens zu Analcim umgewandelt ist, erscheint öfter in zwei Generationen; sehr selten der Feldspat, der, wo er sich bestimmen ließ, dem basischen Labradorit bis hinab zum Bytownit angehört (Henkelberg, Eichberg, Mondhalde). Nephelin begleitet öfter den Leucit (Eichberg, Kreuzle) in kleinen Mengen. Die an Hauyn reichen Abarten enthalten oft Ägirinnädelchen in der Grundmasse, die sich dann gern um die Leucite kranzförmig ordnen. Charakteristisch ist das absolute Fehlen des Biotits und Amphibols. Nicht sicher bestimmbar ist ein oft reichlich in der Grundmasse auftretendes Mineral vom Aussehen des Titaneisenglimmers in Stäbchen und langgezogenen Blättchen, die sich gern zu gestrickten Gruppen aggregieren. Mit brauner Farbe durchsichtig ist es pleochroitisch zwischen braun und grün und gehört zu den jüngsten Bildungen der Effusionsperiode. Man könnte an Cossyrit oder Verwandtes denken, aber es wird ziemlich sicher dem von J. Söllner aufgestellten Rhönit angehören. Dieses Mineral fehlt immer, wenn eine bräunliche Basis vorhanden ist, erscheint aber, sobald die Basis farblos oder das Gestein holokristallin-porphyrisch wird. Der unfrische Zustand der Gesteine, zumal die reichliche Entwicklung eines Faserzeoliths mit optisch positiver Längsachse erschwert in hohem Grade die Bestimmung des Nephelins. Bei der Zeolithisierung des Hauyns scheidet sich reichlich Calcit aus. Alle Kaiserstühler Leucittephrite tragen durch den Reichtum an Pyroxen einen femischen Charakter. Phonolithoide Typen scheinen nicht vorzukommen.

K. Vogelsang untersuchte basaltoiden Leucitbasanit von der kleinen Kuppe auf der Ostseite des Feldberges und an der Straße von Daun nach Dokweiler in der Eifel. — Schottler bestimmte die Lava des Bellenberges als leucitarmen und hauynführenden, basaltoiden Leucittephrit und gab eine ausführliche und interessante Beschreibung der Einschlüsse in diesem Gestein.

In Böhmen finden sich Leucittephrite nach Bořicky's Darstellungen in einiger Verbreitung vor. Vorkommnisse von Sebusein, Kostenblatt und Walsch erwiesen sich nahe verwandt den Kaiserstühler Leucittephriten, doch sind sie hauynfrei und der Leucit ist meistens auf die Grundmasse beschränkt, welche fast immer holokristallin ist. J. E. Hibsch gibt basaltoide Leucittephrite vom Plateau des Eichberges, W. Habendorf, vom Scheibenberg, Falkenberg, Dorf Dobern und seiner Umgebung, Hutberg und andern Punkten der Gegend von Tetschen an. Sie sind jünger als die Nephelin- und Hauyntephrite, ausgezeichnet porphyrisch durch Einsprenglinge von basaltischem Augit, von Magnetit und bisweilen von Andesin, mikroskopisch auch wohl Leucit und haben dieselben Mineralien als Gemengteile der holokristallinen Grundmasse. Nephelin und Biotit erscheinen akzessorisch. Die Randfacies der Gesteine sind oft glasreich. Graber charakterisiert diesen Typus in den Brockentuffen der Tetschener Gegend als schwarz, porphyrisch durch Augit

und Hornblende, sehr selten Plagioklas in einer Grundmasse aus Augit. Andesin, Leucit, Magnetit und Glas. Ebenso haben verwandte Leucittephrite nach den Aufnahmen und Beschreibungen von Hibsch eine gewisse Verbreitung auf den Blättern Bensen und Großpriesen des böhmischen Mittelgebirges. Auf Blatt Kostenblatt-Milleschau enthalten die zahlreichen Leucitbasanite neben Einsprenglingen von Olivin, Augit und Biotit mitunter auch große Hornblenden. So stammen aus solchen die Kristalle von basaltischer Hornblende von Lukov, die sich in allen Sammlungen finden. Die Grundmasse dieser Gesteine besteht aus Magnetit, violettem Augit, braunem Biotit, oft auch Olivin, aus Tafeln und Leisten von Labradorit (Ab_1An_1) und aus Leucit. Die Augiteinsprenglinge zeigen oft einen grauen Kern in violetter, von Magnetit durchspickter Schale. Die Einsprenglinge von Hornblende und Olivin sind stark korrodiert und scheinen daher bisweilen Augit zu umschließen, der in Wirklichkeit erst in Korrosionslücken hineinkristallisierte. — Auch F. Cornu fand den sehr frischen Leucittephrit von Radzein im böhmischen Mittelgebirge porphyrisch entwickelt durch Titanaugit, stark resorbierte Hornblenden und Olivine, und Magnetit in einer Grundmasse aus basischem Labradorit, Pyroxensäulchen, viel Leucit, wenig Hauyn und etwas Glasbasis. — Clements beschreibt Leucittephrite vom Cebrischberg bei Radigau, an der SW-Seite des Burgberges zwischen Melk und Merzdorf, von Dobrentz, Spitzberg bei Radowitz, Brodlar und Wickwitz.

Vitrophyrische Leucittephrite kommen nach Eichstädt bei Sandåkra in Schonen vor.

Außerhalb Europas kannte man die Leucittephrite lange nur von Java. Sie wurden von Lorié und Behrens am Ringgit in Ostjava, von Verbeek und Behrens am Moerio (Verbeek schreibt Moeriah) in Mitteljava beschrieben. Am letztgenannten Vulkan ist die Mannigfaltigkeit der Typen eine sehr große. Neben normalem Leucittephrit finden sich nephelinführende, hauynführende und sanidinhaltige Abarten. — A. Wichmann beschrieb Leucittephrite aus einem Tuffe in der Umgebung von Parang Lowe bei Makassar in Süd-Celebes und H. Bücking basaltoide Leucitbasanite von Oleïdu Kiki im Matinanggebirge in Nord-Celebes.

Auf afrikanischem Boden fanden Curie und Flamand basaltoide Leucittephrite bei Aïn Tolba und in der Umgebung von Nemours in Algier. — Nach Hyland findet sich in dem Aschenfelde an der Südostseite des Kibo am Kilimandjaro ein Leucittephrit mit Einsprenglingen von Anorthoklas, dessen Grundmasse ein eng verfilztes Gewebe von vielen kleinen Leuciten, sehr schmalen Feldspatleisten, kleinen farblosen bis blaßgrünlichen Augiten und Opaciten ist. Dazu kommt ein bräunliches glimmerähnliches Mineral. Dieses Gestein gehört nach der Beschreibung zu den phonolithoiden Leucittephriten. — Reichlich vertreten sind Leucittephrite unter den Laven der am Nordufer des Kiwu-Sees im zentralafrikanischen Graben gelegenen Vulkanen. Die von Graf v. Götzen und Hauptmann Herrmann gesammelten Proben wurden von Tenne und Finckh bestimmt. Eine mir vorliegende Probe vom

Lavafeld Muhira am Nordufer des Kiwu-Sees führt Einsprenglinge von Augit und kleinen Labradoriten, sowie vereinzeltem Olivin in einer Grundmasse aus Leucit mit geringem Idiomorphismus, Labradorit in Leisten, Augit in Körnern und Stengeln, Ilmenit und wenig Magnetit. — Eine andere Probe von der Stirn des beim Posten Kisseni in den Kiwu-See ergossenen Lavastromes ist beträchtlich femischer und führt Einsprenglinge von reichlichem Olivin, Augit und Magnetit in sehr erzreicher Grundmasse aus Augit, Leucit und Labradorit.

Zu den basaltischen Leucittephriten mit zwei Leucitgenerationen gehören die von Lacroix beschriebenen Vorkommnisse der Gegend von Trapezunt. Ihre Augiteinsprenglinge haben Sanduhrbau und c hellgrün bis goldgelb, b blaßgrün, a hellgelb bis goldgelb. Der Plagioklas (Oligoklas) gehört der Grundmasse an. Der Leucit zeigt keine Zwillingsstreifung und enthält oft kranzartig geordnete Einschlüsse von Plagioklas, der z. T. in Christianit umgewandelt ist, bald als homogene Pseudomorphose, bei welcher die Zone (001) : (010) erhalten bleibt, bald in sphärolithischen Aggregaten. — Mit diesen Leucittephriten kommen Tuffe vor, welche sehr den latinischen Peperinen gleichen. Sie führen Leucit und Augit in Kristallen und Fragmenten, sowie Gesteinsbruchstücke in einem isotropen Kitt, der z. T. ebenfalls in Christianit umgewandelt ist. Blöcke, die in dem Tuff vorkommen, bestehen aus basaltoidem Leucitit mit Augit- und Hauyneinsprenglingen und mehreren Arten von Andesit.

Wie man paläovulkanische Phonolithe kennen gelernt hat, so entdeckten Michel-Lévy und Lacroix auch einen culmischen Leucittephrit in der Gegend von Clermain (Saône-et-Loire). Er bildet einen Strom an der Basis einer Tuffformation und z. T. zwischen den Tuffen und den Schichten mit *Sagenaria*, *Stigmaria*, *Sphenopteris dissecta* usw. Einsprenglinge von Leucit und Biotit liegen in einer Grundmasse aus Augit, Plagioklas und viel Leucit der Effusionsperiode. Die Leucite beider Perioden sind in Albit umgewandelt. Durch seinen Biotitgehalt weicht dieses Gestein immerhin merklich von dem normalen Typus ab.

Hussak beschreibt normalen, basaltoiden Leucittephrit von paläovulkanischem Alter als Gang in Granit bei dem Städtchen Xiririca im Ribeira-Tale, S. Paulo, Brasilien.

Nephelintephrite und Nephelinbasanite.

Die Nephelintephrite und -basanite scheinen ihre mannigfachste und reichlichste Entwicklung auf den canarischen Inseln zu finden, wenn nicht, wie es den Anschein hat, die fortschreitende Kenntnis der vulkanischen Gesteine des zentral- und ostafrikanischen Grabens diesen Gebieten dereinst den Vorrang gibt. Die olivinfreien Glieder der Familie dürften auch hier, wie bei den leucitischen Verwandten die herrschenden sein. Man kann auch bei ihnen einen basaltoiden und einen phonolithoiden Typus unterscheiden, von denen wieder der erstere der häufigere

zu sein scheint. Dieser kommt in hypidiomorph-körniger Struktur am Salto del Castellano auf Gran Canaria mit schon für die Lupe erkennbarem Korn vor. Das Gestein, welches die reine und normale Zusammensetzung zeigt, wenn man von den häufig im Augit eingewachsenen Biotitblättchen und selteneren Amphibolsäulchen absieht, verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Prof. Salv. Calderon in Madrid. Der Feldspat derselben gehört zum Labradorit, der Nephelingehalt ist beträchtlich. Nur durch viel feineres Korn und selbständig auftretenden Biotit, sowie durch Übergang zu porphyrischer Struktur unterscheidet sich hiervon der Tephrit von einer Klippe nordöstlich von S. Andrés auf Tenerife und ein Vorkommen von La Culata auf Canaria. Alle übrigen mir bekannt gewordenen Vorkommnisse (Morro del Pico del Guanche mit viel Titaneisenglimmer, Fuente de la Cueva Blanca ebenso, Risco de la Pila, Bocca del Tauze, Morro del Cedro u. a. O.) besitzen ausgeprägt porphyrische Struktur bei meistens holokristalliner, selten hypokristalliner und dann glasarmer Ausbildung. Die Menge des Nephelins ist nicht immer bedeutend und Übergänge in Trachydolerite nicht gerade selten. — Der phonolithoide Typus wird durch Vorkommnisse von der Punta del Sombrero (mit reichlichem blauem Hauyn), vom Pico del Pozo de las Nieves (mit gelbem Hauyn) u. a. auf Canaria vertreten. Die Gesteine enthalten in wechselnden Mengen Amphibol und Hornblende als Einsprenglinge, daneben gern etwas Titanit. Diese Mineralien fehlen einem Vorkommen von der Fuente del Risco Blanco auf Tenerife, welches sich durch den Eintritt eines krappbraunen, eventuell dem Cossyrit zuzurechnenden Minerals in der Grundmasse und das Zurücktreten des Plagioklas gegen Sanidin sehr den Phonolithen nähert. Die nahe Verwandtschaft dieser Gesteine mit den Trachyandesiten liegt auf der Hand und erklärt die Übergänge zwischen beiden Gesteinsgruppen. So kehren also hier dieselben Beziehungen wieder, wie bei den basaltoiden und phonolithoiden Leucittephriten. — Die Handstücke der besprochenen canarischen Felsarten wurden mir in liebenswürdigster Weise von Herrn Prof. K. v. Fritsch verehrt.

Aus der Rhön wurden Nephelintephrite zuerst von F. Sandberger unter dem Namen Buchonit beschrieben. Dieselben stammen vom Calvarienberg bei Poppenhausen, vom Goldloch in der Nähe des Dörrenhofs und von der Abtsröder Höhe bei Gersfeld. Nach der Beschreibung Sandberger's bestehen diese Buchonite aus einem kristallinen Gemenge von Nephelin, Plagioklas, Augit, Magnetit und Apatit in geringer Menge, aus welchem sich Hornblende und Magnesiaglimmer gewöhnlich durch etwas größere Dimensionen abheben. Spärlich findet sich akzessorischer Hauyn. Gesteine, welche annähernd dieser Beschreibung entsprechen, wurden mir durch die Güte des Herrn Frantzen von einer kleinen Kuppe nordöstlich von dem Calvarienberge (sie heißt Langehansküppel) bekannt. Die Struktur hat wenig oder überhaupt kaum einen porphyrischen Charakter und nähert sich der hypidiomorph-körnigen. Die stark zerfressenen Biotitfetzen sind oft zu Reihen parallel geordnet und

wohl Resorptionsrelikte früherer größerer Individuen. Sie herrschen bald gegenüber dem Amphibol, bald ist das Verhältnis umgekehrt. Augit ist nur in Mikrolithenform ausgebildet, aber reichlich vorhanden. Der farblose Untergrund, von welchem sich diese Gemengteile abheben, besteht aus einem gleichmäßig körnigen Gewebe von gestreiftem Feldspat, mehr oder weniger zeolithisiertem Nephelin und ungestreiftem Feldspat. Wo der Plagioklas und Nephelin in idiomorpher Begrenzung ausgebildet sind, erscheint der Sanidin als eine Art Kitt und ist evident der jüngste Gemengteil. Schnitte, welche auf Hauyn zu deuten sind, finden sich im ganzen spärlich, ebenso Titanit. Die gleiche Zusammensetzung haben Gesteine, welche, durch Handel bezogen, von der Kapelle des Calvarienberges stammen sollen. — Proben vom Südabhang des Calvarienberges sind bei ebenfalls angenähert hypidiomorph-körniger Struktur frei von Amphibol und Biotit und enthalten statt dieser Mineralien und der Augitmikrolithe große Individuen von Ägirinaugit. Sie führen ebenfalls neben zeolithisiertem Nephelin Plagioklas in subparallel geordneten Leisten und recht reichlich Sanidin. Hauyn und Titanit kommen auch hier spärlich vor. Isotrope Flecken in beiderlei Gesteinen scheinen Analcim zu sein. Diese Gesteine stehen also etwa inmitten von echten Nephelintephriten und Phonolithen. Felsarten, die mit dem Buchonit von Langehansküppel übereinstimmen, sammelte Herr Frantzen am Graskopfe bei Poppenhausen und am Stellberg bei Klein-Sassen; solche, die mit dem Gestein vom Südabhang des Calvarienberges stimmen, finden sich bei Haselstein unfern Hünfeld. H. Bücking machte in seiner Arbeit aus dem Jahre 1907 interessante Mitteilungen über die Beziehungen und Grenzverhältnisse des Buchonites vom Calvarienberge zu dem trachyandesitischen Phonolith, der ihn begleitet und Bruchstücke von ihm einschließt, und kommt zu der Ansicht, daß der Buchonit als ein Differentiationsprodukt des phonolithischen Magmas aufzufassen sei. Nach Mitteilungen an derselben Stelle käme ein mit dem Buchonit von Poppenhausen durchaus analoges Gestein in der Rhön nur noch einmal und wieder in naher Verbindung mit Phonolith am Kesselkopf bei Unter-Rupsroth, etwa 4 km östlich von der Milseburg vor.

In einer früheren Arbeit über die jüngeren Eruptivgesteine der Rhön und der Gegend südwestlich vom Thüringer Walde gliedert Bücking die Tephrite in hornblendehaltige und hornblendefreie. Zu den ersteren würde der Buchonit Sandberger's gehören. Die hornblendefreien haben hier, wie auf den canarischen Inseln, bald phonolithoiden, bald basaltoiden Habitus. Beschrieben werden Vorkommnisse vom Kleienberg und Kirschberg bei Rasdorf, Leimbach bei Eiterfeld, Rückersberg bei Hünfeld, Wieselsberg NO. Rosbach bei Hünfeld, Stoppelsberg bei Neukirchen, Burg Landeck, Löhchen bei Schenklengsfeld, Schorn NW. Dermbach. — Nephelinbasanite beschreibt derselbe Verfasser, teils hornblendeartig, teils hornblendefrei von Steinsburg bei Suhl, Horn bei Roßdorf, Hundskopf bei Salzungen, Appelsberg, zwischen Wieselsberg und Appelsberg, vom westlichen Abhang des Appelsbergs und vom Schenkels-

berg bei Hünfeld, Bühlchen und kleines Bühlchen NW Oberbreitzbach, Trumbachsköpfchen und Pfaffenstrauch bei Schenklengsfeld, Forsthaus Leibolz bei Eitersfeld, Winterliede zwischen Steinbach und Burghaun, Kuppe S. Rotenkirchen, Lieshauk bei Maunsbach, Helleberg, Hübelsberg, Gehülfenberg, Buchwald und Dachberg bei Rasdorf, Landwehr, zwischen Spielberg und Mittelberg und W. Wiesenberg bei Geisa, Zellerkopf im Geisaer Wald, im Stöcking bei Öchsen, Eselskuppe SW. Vacha, N. Vitzerode bei Vacha, Poppenkopf. — Hierzu kommen durch Möller die Fundorte Linsberg auf Gemarkung Hofaschenbach, Kreis Hünfeld, wo Sanidin- und Hauyn-haltiger Nephelintephrit mit basaltoidem Nephelinbasanit und Phonolith auftritt, und Ulmenstein, ebenda, z. T. in Limburgit übergehend. — Eine große Anzahl von Fundorten aus der südlichen Rhön liefert Lenk, der die Gesteine z. T. glasfrei, z. T. glashaltig fand. — Nach Thürach und Pröscholdt gehört zu den basaltoiden Nephelinbasaniten die Decke des Großen Gleichberg auf Blatt Römhild, nach Pröscholdt die sich sehr den Trachydoleriten nähernden, nephelinarmen Gänge an der Kuppe des Ottilienberges und des Vorderen und Hinteren Feldsteins auf Blatt Themar. Die Olivinfels-Einschlüsse des erstgenannten Fundortes enthalten Plagioklas in nicht geringer Menge und zeigen dynamische Phänomene. Außerdem führt das Gestein Quarzbrocken und granitische Einschlüsse, deren Glimmer verschwunden ist, die aber dafür Spinell enthalten. — Bornemann gibt das Gestein vom Lauderskopf und Kupfergruben bei Frauensee und vom Königsrain bei Dippach an. — Nach E. von Seyfried liegt eine Nephelinbasanitdecke unter dem Nephelinbasalt der Kreuzberg-Kuppe bei Bischofsheim in der Rhön. Doch läßt er es dahingestellt, ob dies ein selbständiger Erguß oder eine Facies des Nephelinbasalts sei. — W. Schottler wies das Vorkommen von Nephelinbasaniten im Vogelsberg bei dem Bahnhof Hartmannshain und mehreren anderen Punkten der Bahnlinie Grebenhain-Gedern nach, teils in normaler, teils in glasreicher Ausbildung, auch mit körnigen Ausscheidungen.

Als Basanitoide bezeichnet Bücking Gesteine, in denen der Nephelin fehlt, welche aber eine mit Säuren gelatinierende, sehr natronreiche Basis besitzen, die den Nephelin gewissermaßen ersetzt. Solche Gesteine beschreibt er von der Stoffelskuppe bei Roßdorf, 1500 Schritt S. Bremen O. Geisa, Hubenberg bei Buttlar, Schorn bei Dermbach, Stallberg bei Rasdorf, Mauersberg zwischen Rasdorf und Hünfeld. — Analoge Vorkommnisse unter den Tephriten möchte er als Tephritoide bezeichnen. — Zu den hornblendehaltigen Basaniten glaubt Bücking auch mit einiger Wahrscheinlichkeit die Hornblendebasalte Gutberlet's stellen zu können. Jedenfalls sind die Hornblendebasalte den Basaniten nahe verwandt, wie ja auch Sommerlad's Untersuchungen ergaben und es ist zu vermuten, daß die Basanitoide und Tephritoide Bücking's ebenso wie die Hornblendebasalte und Analcimbasalte ihre endgültige Stellung bei den Trachydoleriten im engeren Sinne finden werden.

Aus der Eifel gehören hierher nach K. Vogelsang Barsberg bei Bongard, Arensberg, westlich von Stroheich, Aremberg und Casselberg bei Horperath. — Aus dem südöstlichen Vogelsberg gehört nach Sommerlad das Gestein von Gunzenau zu den normalen Nephelintephriten, aus Hessen nach Oebbeke von Blatt Niederaula und Neukirchen die Gesteine von der Stellerskuppe, Krötenkopf, Eisenberg, Erlenbach, Ziegenberg, Stöcker-Haide, Siebertsberg, Sebbel, Hörzhain u. a., sämtlich reich an Feldspat; dagegen feldspatarm Kronberg u. a. Zwischen Leucit- und Nephelintephrit vermittelnd steht die Mühlsteinlava vom Niederwendig, deren Handstücke bald mehr oder weniger vollkommen leucitfrei, bald leucitreich sind, so daß man sie wohl als Leucit-Nephelintephrite bezeichnen darf. Neben den bekannten großen blauen Hauynen, die ich für Fremdlinge halte, finden sich offenbar authigene mikroskopische Individuen in sehr ungleicher Verteilung.

Nach Chelius enthalten in der Grundmasse, aber nicht unter den Einsprenglingen Hornblende die feldspatreichen, mäßig nephelinführenden Gesteine von Schönberg, gegenüber der Villa von Gerk (Gang in Augengneiß), von Seeheim, Südabhang der Ludwigshöhe (Gang in Gneiß) im Odenwald, feldspatärmer, nephelin- oder hornblendereicher sind die Vorkommnisse von Eisenbach an der bayrisch-hessischen Grenze, von Mittlechtern (mit viel Graniteinschlüssen) und vom Häsengebirge bei Urberach. K. von Kraatz-Koschlau, der eine ausführliche Beschreibung des Gesteins von Mittlechtern gab, stellt es wohl zutreffender zu den Hornblendebasalten, d. h. also zu den Trachydoleriten, die sich zurzeit überhaupt noch nicht mit befriedigender Sicherheit von den basanitischen Gesteinen abtrennen lassen. Das Gestein des etwa 7 m mächtigen Ganges im Amphibolgranitit enthält Olivin, Augit und Hornblende einsprenglingsartig in einer an Plagioklas armen Grundmasse. Der Augit hat einen farblosen Kern mit $c : c = 40^0—45^0$ und eine grauviolette Schale mit $c : c = 35^0$ und enthält Einschlüsse von Enstatit und Olivin. Nach dem Kontakt mit den Graniteinschlüssen hin reichert sich das Eisenerz an, die Hornblende verschwindet und an ihre Stelle tritt lappiger Biotit; aus der Grundmasse verschwindet der Nephelin und sie besteht nur aus Feldspatleisten und hellen Diopsidmikrolithen. Augit und Olivin bleiben unverändert. Im Granit scheidet am Kontakt der Biotit bei Erhaltung seiner Form viel Magnetit aus und die Hornblende ist in ein Gemenge von farblosem Diopsid und Magnetit umgewandelt. Auch der Titanit ist, wo er nicht in Quarz oder Feldspat eingeschlossen war, in Erze umgewandelt, die sich nicht in Salzsäure lösen. Der Quarz ist angeschmolzen, mit Glaseinschlüssen erfüllt und auf Klüften und an der Peripherie mit klarem bis hellbraunem Glase durch- und umzogen. Darauf folgt dann nach außen der bekannte Pyroxenkranz. In den Feldspat ist das Glas nur selten eingedrungen und nur ganz nahe am Basaltkontakt hat eine Umkristallisation desselben stattgefunden.

Bei den Nephelinbasaniten der Canarien und der Rhön sinkt der Gehalt an Feldspat und Nephelin nicht selten auf sehr geringe Mengen

herab, so daß die Gesteine mehr und mehr in die Limburgite hinübergreifen. Solche Übergänge liegen offenbar bei vergleichender Berücksichtigung der Angaben von SOMMERLAD und SANDBERGER bei dem überaus einschlußreichen Nephelinbasanit von Naurod bei Wiesbaden vor; ZIRKEL und SOMMERLAD konnten keinen feldspatigen Gemengteil darin nachweisen. SANDBERGER fand darin spärlichen Plagioklas und lokal ausgeschiedenen Nephelin. Die von ihm untersuchten Proben wurden von Salzsäure unter starker Gallertbildung zersetzt, während SOMMERLAD kaum ein Gelatinieren beobachtete. Die Einschlüsse dieses Nephelinbasanits und die an denselben hervorgerufenen Veränderungen werden von SANDBERGER eingehend beschrieben. Dieselben zeigen viel Verwandtes mit den Einschlüssen der rheinischen und siebengebirgischen Trachydolerite und deuten auf das Vorhandensein einer Gneiß- und Glimmerschieferformation unter dem Taunus. — Ähnlich schwankend scheint die Zusammensetzung des an feldspatigen Gemengteilen armen, von AL. SIEGMUND als Nephelinbasalt, von R. SCHARITZER als Nephelinbasanit (der Feldspat ist Anorthit) beschriebenen, biotitführenden Vorkommens aus dem Culm von Ottendorf im Troppauer Bezirke, Österreichisch-Schlesien, zu sein.

In sehr weiter Verbreitung müssen sich nach BOŘICKY's Beschreibungen die Nephelintephrite in Böhmen vorfinden. So dürften die weitaus meisten seiner Phonolithbasalte hier oder bei den Trachydoleriten einzureihen sein. Die Vorkommnisse von Boschkowitz und vom Gänseberg bei Garditz zeigen recht nahe Verwandtschaft mit den canarischen Tephriten. Einsprenglinge von rotem Augit und randlich resorbiertem Amphibol nebst Hauyn liegen in einer holokristallinen Grundmasse aus grünem Augit, Plagioklas und Nephelin. Magnetit ist recht reichlich, Apatit in dicken pleochroitischen Säulen vorhanden. — Auch Nephelinbasanite mit bald spärlichem, bald reichlicherem Olivingehalt, gelegentlich auch mit Hauyn und Titanit (der sog. Basalt vom Strizowitzer Berg) sind unter den böhmischen Gesteinen vertreten.

HANSEL beschrieb Nephelintephrite vom Trommelberg, Weseritzer Schloßberg, Vogelherdberg und Schloßberg, Nephelinbasanite vom Radischer Berg, Ziegenberg, Pollinkerberg und Chlumberg in der Gegend von Weseritz und Manetin in Böhmen. — STELZNER (N. J. B.-B. II. 1882. 419) gibt den Tölz zwischen Niemes und Gabel als Fundort an. — HINTERLECHNER stellt das Gestein des Kunetitzer Berges bei Pardubitz zum noseanführenden Nephelintephrit und erkannte in dem gefritteten Pläner (Porzellanjaspis) am Kontakt mit dem Eruptivgestein sicher Epidot, wahrscheinlich auch Quarz, Calcit und Feldspat, in solchem, der sich nicht unmittelbar mit dem Tephrit berührt, auch concretionäre Bildungen vom Charakter der Spilosite.

Wertvolle Aufschlüsse über die böhmischen Tephrite verdanken wir HIBSCH. Er gibt Nephelintephrite vom linken und rechten Ufer des Dobrankabaches, vom Nordabhang des Hutberges, vom Wege Birkigt-

Dobern, von Habendorf, Kolmer Scheibe, Schichenberg (der unterste von drei Strömen) u. a. O. der Gegend von Tetschen und von mehreren Orten auf Blatt Bensen des böhmischen Mittelgebirges an. Sie haben bei trachytischer, holokristallin-porphyrischer Struktur Einsprenglinge von Magnetit, gelbbrauner Hornblende, Ägirinaugit oder basaltischem Augit, sehr selten Orthoklas in einer Grundmasse von Magnetit, Augit, Oligoklas, Nephelin mit akzessorischem Biotit, Leucit, Hauyn, Olivin und selten mit Glas. Im Dobrankatal findet sich eine glasreiche Randfacies nur mit Ausscheidungen von Magnetit und Ägirinaugit. — Auch auf Blatt Großpriesen bilden Nephelintephrite von meistens basaltoidem, seltener von phonolithoidem Typus Decken, Gänge und Schlotte. Vitrophyrische Randfacies kommen vor, aber nicht eben häufig. — In der Decke am Schichenberge finden sich faustgroße Concretionen von Hornblende und von Augit, oder auch von Biotit, oder endlich von Augit mit Orthoklas und Apatit oder Hornblende und Nephelin. Diese alten Ausscheidungen sind von einer Natrolithschale umgeben und fallen leicht aus dem Gestein heraus.

Am Kaiserstuhl gehören die Nephelintephrite zu den verbreitetsten Gesteinen, so an den Neunlinden, an der Eichelspitze, Katharinenkapelle, an der Limburg und besonders schön am Eichert bei Leiselheim. Die graue Farbe und der Reichtum an scharf idiomorphen, nach (100) tafelförmigen Augiten, zu denen sich seltener auch solche von Magnetit und Plagioklas gesellen, machen sie leicht kenntlich. Sie sind den böhmischen Vorkommnissen überraschend ähnlich. In dem verhältnismäßig frischen Gestein von Leiselheim sind die Feldspateinsprenglinge Bytownit, die Leisten der Grundmasse Labradorit, der Nephelin ist z. gr. T. in Analcim umgewandelt. Vitrophyrische Grenzzonen mit mehr oder weniger brauner Glasbasis kommen mehrfach vor, am schönsten an den schmalen Gängen, die beim Eingang in den oberen Steinbruch von Oberschaffhausen den Phonolith durchsetzen. In dem Phonolith oberhalb Rottweil erscheint Nephelintephrit in großen Einschlüssen, so daß also das Altersverhältnis von Phonolith und Tephrit hier ebenso wechselt, wie nach Bücking in der Rhön. Alle Kaiserstuhler Nephelintephrite gehören zum basaltoiden Typus.

Nach der Beschreibung Möhl's würden Nephelintephrite auch in der Ober-Lausitz bei Schadewalde, NO. von Marklissa, und am Hainschnür bei Schasdorf, sowie am Bühlberge bei Bühl, S. von Zwickau vorkommen. Ihre Verbreitung in diesem Gebiete wurde durch die sächsischen Landesgeologen nachgewiesen, so vom Kottmar (hier auffallenderweise mit Einsprenglingen von rhombischem Pyroxen, welche von Augit umhüllt werden), Hirschberg, Lerchenberg, Hölzelberg und Röschelberg in Kuppen, südlich und südöstlich vom Kottmar als Decke, südwestlich von Herrnhut als Gang. — Hazard verfolgte sie beiderseits der sächsisch-böhmischen Grenze. Hierher gehören die Decken von Neugersdorf—Alt-Eibau—Leutersdorf und von Seifhennersdorf—Warnsdorf mit dem Finkenhübel, die Schönborner Platte mit

ihren Annexen, die Decke des Rauchberges, südlich von Ehrenberg, die Quellkuppe des Beerberges, östlich Altgersdorf, der Kaspersberg bei Warnsdorf, Kuppen nördlich Schönlinde, und westlich und östlich von Georgswalde. — Im Gegensatz zu den olivinführenden Deckengesteinen sind hornblendehaltig die »Stielbasalte« von Sieberhalle, westlich Warnsdorf, Frenzelberg südwestlich Seifhennersdorf und viele andere. Diese führen weit mehr Erze und enthalten intratellurischen Hauyn in blauen Kriställchen. Fragmente des durchbrochenen Granits sind häufig eingeschlossen. Daß Übergänge zwischen den Decken- und Stielgesteinen vorkommen, ist selbstverständlich. Bemerkenswert ist die Beobachtung von Hazard, daß, wenn die »Stielbasalte« nicht holokristallin sind, der Nephelin fehlt. Die Gesteine gehören dann zu den hornblendeführenden Trachydoleriten. — Nach Beck sind auf Blatt Sebnitz-Kirnitzschtal nephelinarm die Basanite des Kirchhübel (glasreich), Pinsenberg u. a., nephelinreich diejenigen vom Großen Winterberg (glasreich) und Kleinen Pohlshorn.

Die Nephelinbasanite des Klöcher Bergmassivs an der Grenze der Steiermark gegen Ungarn, südlich vom Gebirgszuge der Hochstraße, gehören nach der Untersuchung von Al. Siegmund zu den augitreichen, dem Limburgit genäherten Typus. Ihr Feldspat ist Bytownit; in den Augiten ist 2V am kleinsten in den Anwachskegeln der Flächen von (110), größer in denen der positiven Grundpyramide und am größten im zentralen Teil der Kristalle. Die Gesteine wären wohl besser zu den Trachydoleriten gestellt worden.

Unter den Glacialgeschieben der norddeutschen Tiefebene werden Nephelin-Basanite beschrieben von Haas (Kiel, Plön, Heide, Flensburg, Apenrade, Fehmarn), Geinitz (Sternberg, Zarrenthin und Rothenmoor in Mecklenburg), Neef (Heckelberg bei Eberswalde) und Klockmann (Segeberg, Eberswalde, Schwerin, Vorsfelde in Braunschweig), J. Martin und van Calker. Es sind basaltoide Basanite mit Olivin- und Augiteinsprenglingen und mit holokristallin-porphyrischer Struktur. Mit farbloser Glasbasis voll trichitischer Ausscheidungen bespricht sie Geinitz von Satow, Mieckenhagen und Sternberg. Die Heimat dieser Geschiebe sucht man bei Sösdala unfern Möllberg, Annaklef unfern Hör, und Hagsta Bjar in Schonen. — Vitrophyrische Nephelinbasanite kommen nach Eichstädt's Darstellung, der sie Basalte nennt, bei Hästhallarne, holokristallin-porphyrische am Bosjökloster in Schonen vor.

Nach Lacroix gehören die basaltischen Gesteine des Puy de Saint-Sandoux im Puy de Dome zu den Nephelintephriten und Nephelinbasaniten, z. T. auch zu Nephelinbasalten. Sie bilden mächtige Gänge und schmale Gangtrümer in den cinérites, treten aber auch in Strömen auf.

Sabatini hat in den Tuffen von Ventotene (Ponza-Inseln) nephelinreichen Tephrit aufgefunden; schon Doelter erwähnte ihn als unsicher.

Osann beschreibt normale, basaltoide Nephelinbasanite vom Cabeço de la Tia Laura und dem Cabezito de la media legua bei Carthagena. Die Gesteine enthalten Einschlüsse von Cordierit und Quarz mit den

bekannten Augitkränzen. — YARZA bespricht als Tephrit ein Gestein von Zeidua in Biscaya, welches mit den pyrenäischen Ophiten zusammen auftritt. Die Beschreibung und Abbildung erinnert an Amphibol-Theralithe. Neben brauner Hornblende ist Biotit vorhanden, die Pyroxene fehlen ganz.

In der Serra de Monchique (Praia do Asnado) treten normale Tephrite mit Einsprenglingen von Amphibol und Augit in allotriomorphkörniger Grundmasse aus grünem Augit, wenig Plagioklas und reichlichem Nephelin auf. — Die von HACKMAN und von KRAATZ-KOSCHLAU beschriebenen Nephelintephrite von Fornalhas am Südabhang der Picota haben mehr den Charakter von Essexitporphyriten und zeigen sehr schön die auf S. 394 besprochene Pseudomorphose nach Olivin, die für Essexite und Alkalisyenite charakteristisch ist.

TOULA gibt basaltoiden Nephelintephrit von Dautli im östlichen Balkan an.

VAN WERVEKE beschreibt normale basaltoide Nephelinbasanite von der Insel Palma. Selten scheint hier Tephrit vorzukommen, welchen der genannte Verfasser hauynführend fand. Die Einsprenglinge sind Hornblende mit Resorptionsrändern, Plagioklas und nur vereinzelt Augit, welcher dagegen sehr reichlich in der Grundmasse neben Plagioklas und Nephelin auftritt. — SAUER beschreibt ein verwandtes, gleichfalls hauynhaltiges Gestein von Campanario aus dem südlichen Teil der Insel Palma.

DOELTER unterscheidet bei den Tephriten der Inseln des Grünen Vorgebirges phonolithähnliche und basaltähnliche Formen. Die ersteren, welche am Kamm zwischen dem Covakrater und Pico da Cruz, und am Ribeirão das Patas auf S. Antão auftreten, sind nephelinreich und enthalten neben Einsprenglingen von Augit, der oft von Biotit, selten von Amphibol begleitet, wird, Hauyn in oft bedeutender Menge. Die Grundmasse besteht aus Nephelin, Plagioklas und Augit. — Die basaltoiden Formen, welche sich am Pico do Antonio im Talkessel dos Orgãos auf S. Thiago finden, gehen in Basanite und Trachydolerite über. — Ein hornblendereicheres, dem Buchonit ähnliches, Vorkommen wird von Praia auf S. Vicente erwähnt.

Auf der Insel Fernando de Noronha am Kap S. Roque, Küste von Pernambuco, kommt hypidiomorpher Nephelinbasanit von normaler Zusammensetzung neben Nephelinit vor. In ersterem fand WILLIAMS einen grobkörnigen Einschluß, der aus Olivin und Enstatit bestand, also eine Art Olivinfels. — OSANN beschreibt aus der südtexanischen Kreide phonolithoide Nephelinbasanite mit hypokristallin-porphyrischer Struktur, welche Kuppen und Hügel bilden und andere Vorkommnisse aus den Viejo Mts. in Texas. — Aus den Black Hills von Dakota liegt mir ein sehr phonolithoider Nephelintephrit mit Einsprenglingen von Labradorit, Nephelin, Ägirinaugit und Hastingsit in einer Grundmasse aus Andesin, Sanidin, Zeolithen und Ägirinaugitnadeln vor. — STELZNER beschreibt einen deckenförmig über Sandstein westlich von der Laguna Blanca

bei der Puerta im Quellgebiet des Belen, Provinz Salta in Argentinien vorkommenden Nephelinbasanit.*

Nach Vélain durchbricht Nephelintephrit gangförmig auf der Insel St. Paul den Liparit. Die Zusammensetzung ist sehr eigentümlich. In einer gelblichen, mit Magnetitkörnchen und Oligoklasmikrolithen durchsäeten Basis liegen Einsprenglinge von grünem Augit, Sanidin in Karlsbader und Bavenoer Zwillingen, und reichlicher Anorthit mit Einschlüssen von Augitmikrolithen, Glaseiern und Nephelin, welch letzterer auch selbständig vorkommt. Das Gestein enthält überdies reichlich Tridymit, der stets von einer grünlichen, serpentinähnlichen Substanz eingehüllt wird. Dieselbe löst sich in Salzsäure und wird ebenso, wie der Tridymit, für sekundär gehalten. — Ich verdanke der Freundlichkeit Fouqué's einen Schliff eines basaltischen Gesteins von dieser Insel, der Einsprenglinge von basischem Labradorit, Leucit und Augit in einer Grundmasse aus reichlichen Säulchen eines violetten Augits mit Leisten von basischem Labradorit, ganz vereinzelten Leuciten und viel Magnetit erkennen läßt. Das wäre also ein basaltoider Leucittephrit.

Mügge beschreibt normalen Nephelintephrit mit Einsprenglingen von Amphibol mit Resorptionsrändern, Augit und sehr fein zwillingsgestreiftem Plagioklas aus der Umgebung des Meruberges bei Groß-Aruscha und vom Abhang des Hochlandes von Nanja gegen die Ebene von Ngaruka im Massai-Lande, Südostafrika. Das Gestein enthält etwas Titanit. Nephelinbasanit wurde in Geschieben in der Ebene von Aruscha angetroffen. — Mir liegen zahlreiche Proben von Nephelintephriten vor, welche Prof. K. Uhlig im Krater des Vulkans Meru, an seinen Gehängen und am SW.-Fuße des Berges am Bache Ol Motonj sammelte. Sie gehören fast durchweg dem phonolithoiden Typus an. Ihre pyroxenischen Einsprenglinge wechseln vom farblosen Diopsid ohne oder mit Mänteln von Ägirinaugit bis zu reinem Ägirinaugit, und sind oft begleitet von braunem Amphibol und Biotit in mehr oder weniger opacitisch veränderter Ausbildung, seltener begleitet von Einsprenglingen von Magnetit und Titanit in der für Alkaligesteine charakteristischen Form. Die meistens nur mikroskopischen, aber hie und da auch 0,5 cm erreichenden Feldspateinsprenglinge gehören bald dem Normallabradorit, häufiger dem Andesin an. Olivin fehlt oder kommt nur ganz vereinzelt vor. Die durchweg holokristallinen Grundmassen bauen sich auf aus Kalknatronfeldspaten, Sanidin in wechselnden Mengen, reichlichem Nephelin, wenig Diopsid oder Ägirinaugit und sehr wenig Eisenerz. Wo der Plagioklas unter den Einsprenglingen fehlt, erscheint Labradorit in

* Zu den Nephelintephriten oder Trachydoleriten gehören wohl auch Gesteine, welche Zirkel (Micr. Petrogr. 1876. 255—258, Auszug in Ber. d. K. sächs. Ges. d. Wiss. 1878. 236) von den Hügeln zwischen Haw's und Reed's Station am Carson River, Südende der Kawsoh Mts., von dem Fortification Peak, Col., und von Fortification Rampart, Elkhead Mts. beschreibt. Sanidin tritt reichlich auf und überwiegt gelegentlich den Plagioklas. Olivin wird ebenfalls aus einem Vorkommen angegeben.

der Grundmasse, andernfalls gehören die Leistchen dem Andesin oder basischen Oligoklas an. In einem Handstück enthält die Grundmasse zahlreiche Sodalithkrïställchen; mehrfach wurde das oben aus den Kaiserstuhltephriten von Rothweil erwähnte, als Cossyrit, bezw. Rhönit gedeutete Mineral beobachtet. Nephelin als Einsprengling wurde nur in einem Handstück, hier aber ziemlich reichlich aufgefunden. Die Struktur ist trachytoide. Hypidiomorph-körnige Ausbildung bei allerdings ziemlich feinem Korne zeigen die Blöcke aus dem Krater, die allerdings durch die Vorherrschaft des Nephelins und Sanidins über den als Oligoklas bestimmten Kalknatronfeldspat schon dem Phonolith recht nahe stehen.

Tenne beschreibt Nephelintephrit vom Berge Elmis im Somalilande und Michel-Lévy mächtige Gänge dieses Gesteins aus Jura-Schichten im Tal des Jemma in Schoa.

Die Familie der Leucitgesteine.

Literatur.

H. Behrens, Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verh. Kon. Akad. Amsterdam 1887. XXIII.

Em. Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag 1873. (Arbeiten der geol. Abteilung der Landesdurchforschung Böhmens. Teil II.)

Lor. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 u. 8.

H. Bücking, Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlungen des geol. Reichsmus. zu Leiden. (1.) VII. 45. 47.

— Leucitbasalt aus der Gegend von Pangkadjene in Süd-Celebes. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. 1899. XI. 78.

F. J. P. van Calker, Mikroskopische Bilder Schonenscher Basalte. Mitteil. aus dem Mineral.-Geol. Institut der Reichsuniversität zu Groningen. Bd. I. Heft I. 173. 1905.

C. Chelius, Erläuterungen zu Sektion Messel der geolog. Spezialkarte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1886.

— Mitteilungen aus den Aufnahmegebieten. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 8. 28.

— Basaltähnliches Gestein vom Häsengebirge bei Urberach. Ibidem 1891. IV. Folge. Heft 12.

J. Morgan Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1890. XL. 317.

Whitman Cross, Igneous rocks of the Leucite Hills and Pilot Butte, Wyoming. Amer. Journ. 1897. IV. 115.

J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie.

A. Dannenberg, Der Vulkanberg Monte Ferru in Sardinien. N. J. B.-B. XXI. 1. 1905.

T. W. Edgeworth David and W. Anderson, The leucite basalts of New South Wales. Records Geol. Survey of New South Wales. Sydney 1890. I. 153—172. N. J. 1892. I. 316.

Deprat, Les produits du Volcan Monte Ferru, Sardaigne. C. R. 1907. CXLV. 810.

C. Doelter, Die Produkte des Vulkans Monte Ferru auf Sardinien. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien 1878. XXXIX.

— Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz 1882.

E. Esch, Der Vulkan Etinde in Kamerun und seine Gesteine. S. B. A. 1901. 277.

Fr. Graeff, Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitteil. Gr. Bad. Landesanst. 1892. II. 410.

Arn. Hague, Note on the occurrence of a leucite-rock at the Absaroka Range, Wyoming Territory. Amer. Journ. 1889. XXXVIII. 43.

J. Hazard, Erläuterungen zu Sektion Kühnhaide-Sebastiansberg der geolog. Karte von Sachsen. Leipzig 1887.

Herrmann, Das Vulkangebiet des zentralafrikanischen Grabens. Mitteil. aus den deutschen Schutzgebieten. XVII. 42. Berlin 1904.

J. E. Hibsch, Erläuterungen zu Blatt Tetschen der geol. Spezialkarte des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1896. XV. 201.

J. E. Hibsch, Erläuterungen zu Blatt Rongstock-Bodenbach der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1899. XIX. 1.
— Erläuterungen zu Blatt Großpriesen der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1902. XXI. 465.
— Erläuterungen zu Blatt Kostenblatt-Milleschau der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. XXIV. 243. 1905.
E. Hussak, Die basaltischen Laven der Eifel. S. W. A. LXXVII. April 1878.
— Über brasilianische Leucitgesteine. N. J. 1892. II. 146.
J. P. Iddings, Absarokite-Shoshonite-Banakite-Series. Journal of geology. III. 935. Chicago 1895.
J. W. Judd, On the discovery of leucite in Australia. Min. Mag. 1887. VII. No. 35. 194.
A. Lacroix, Sur l'existence de roches à leucite dans l'Asie mineure. C. R. 1890. CX. 302. (N. J. 1891. I. 267.)
— Sur les roches à leucite de Trébizonde (Asie-Mineure). Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XIX. 732.
— Les roches volcaniques à leucite de Trébizonde. C. R. 9. I. 1899.
O. Lang, Zur Kenntnis der Verbreitung niederhessischer Basaltvarietäten. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanstalt XXVI. 272. Berlin 1906.
W. Lindgrén, Eruptive rocks from Montana. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) III. 39. 1890.
Giu. de Lorenzo, Studio geologico del Monte Vulture. Mem. Acad. di Sc. fis. e mat. di Napoli (2.) X. No. 1. 1900.
J. Martin, Erratische Basalte aus dem Diluvium Norddeutschlands. Abhdl. naturw. Ver. Bremen 1903. XVII. 485.
— Beitrag zur Kenntnis der erratischen Basalte. Z. D. G. G. 1907. LIX. 49.
G. Mercalli, Osservazioni petrografico-geologiche sui vulcani Cimini. Rendic. R. Istit. lombardo. 1889. (2.) XXII. fasc. 3.
H. Möhl, Die Basalte der preußischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.
— Die südwestlichsten Ausläufer des Vogelsgebirges. XIV. Bericht des Offenbacher Ver. f. Naturkunde. 1874.
— Einige neu aufgefundene Hauynbasalte. N. J. 1874. 687 sqq.
— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta d. K. Leop.-Carol. Deutschen Akad. d. Naturf. Dresden 1883. XXXVI. 4.
L. V. Pirsson, Petrography and geology of the Highwood Mountains, Montana. U. S. geol. Survey. Bull. No. 237. Washington 1905.
R. Reinisch, Petrographische Beschreibung der Gaussberg-Gesteine. In: Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. Bd. II. Kartographie und Geologie. Berlin.
J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek van gesteenten uit Nederlandsch Oost-Indië. Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1895.
F. Rinne, Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiet der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1892. Berlin 1893. Ibidem für 1897. Berlin 1898.
V. Sabatini, Sulla origine del felspato nelle leucititi laziali. Boll. Soc. geol. d'Italia. 1896. XV. fasc. 1.
— I vulcani dell' Italia centrale e i loro prodotti. I. Vulcano Laziale. Mem. descr. della Carta geol. d'Italia. X. Roma 1900.
A. Sauer, Erläuterungen zu Sektionen Kupferberg und Wiesental der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1882 und 1884.
Fr. Schalch, Erläuterungen zu Sektion Johanngeorgenstadt und Dippoldiswalde-Frauenstein der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1885 u. 1887.
W. Schottler, Der Ettlinger Bellerberg, ein Vulkan des Laacher-See-Gebiets. N. J. B.-B. XI. 1898. 554.
— Über einige Basalte der Umgegend von Gießen. Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1899. (4.) XX. 21.
L. Schulte, Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebungen der Dauner Maare. Verhdl. d. naturf. Ver. Bonn 1891. XLVIII. 174.

H. Sommerlad, Über Nephelin- und Leucitbasalt im Vogelsberg. N. J. 1884. II. 221.
V. Steinecke, Über einige jüngere Eruptivgesteine aus Persien. Halle 1887. (N. J. 1889. I. -438-.)
G. A. Stonier, On the occurrence of Leucite-Basalt at Lake Cudgellico (Cargelligo). New South Wales geol. Survey. Records III. 3. 71. Sydney 1893.
Gio. Strüver, Studi petrografici sul Lazio. Memorie R. Accad. Lincei. Roma 1877.
R. D. M. Verbeek und R. Fennema, Neue geologische Entdeckungen auf Java. N. J. B.-B. II. 1882. 169 sqq.
C. Viola, Osservazioni geologiche fatte nella Valle del Sacco in Provincia di Roma e studio petrografico di alcune roccie. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1896. No. 1.
— Mineralogische und petrographische Mitteilungen aus dem Hernikerlande in der Provinz Rom (Italien). N. J. 1899. I. 93.
K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntnis der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.
H. S. Washington, Italian petrological sketches. I. The Bolsena Region. Journ. of geol. IV. 541. Chicago 1896. — III. The Bracciano, Cervetri and Tolfa regions. Ibidem V. 34. 1897. — IV. The Rocca Monfina region. Ibidem V. 241. 1897. — V. Summary and conclusion. Ibidem V. 349. 1897.
— The Roman Comagmatic Region. Carnegie Institution of Washington. Publication No. 57. Washington 1906.
W. H. Weed and L. V. Pirsson, The Bearpaw Mountains, Montana, First paper. Amer. Journ. 1896. I. 136.
A. Wichmann, Leucitgesteine von der Insel Celebes. Petrogr. Studien über den Indischen Archipel. I. Natuurk. Tijdschr. voor Nederl. Indië. LIII. 3. Batavia 1893.
Ferd. Zirkel, Über die mikroskopische Struktur der Leucite und die Zusammensetzung leucitführender Gesteine. Z. D. G. G. 1868. XX. 97 sqq.
— Leucitgesteine im Erzgebirge. Pogg. Ann. 1869. CXXXVI. 544.
— Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine. Bonn 1870.
— Der Hauynophyr vom Vultur bei Melfi. N. J. 1870. 818—822.
— Basalt vom Hamberg bei Bühne. N. J. 1872. 4.
— Leucitbasalt von Gunung Bantal Soesoem auf der Insel Bawean bei Java. N. J. 1875. 175.

Mineralogische Zusammensetzung der Leucitgesteine.

Unter der Bezeichnung Leucitgesteine sind hier alle diejenigen Glieder der neo- und paläovulkanischen Ergußgesteinsreihen zusammengefaßt worden, welche neben Leucit keinen Feldspat als wesentlichen Gemengteil enthalten. Die Kombination des Leucits mit Sanidin als wesentlichem Gemengteil würde ein Gestein in die Phonolithfamilie, diejenige mit Plagioklas in die Tephritfamilie verweisen. Nach beiden Familien hin zeigen die Leucitgesteine durch akzessorischen Eintritt von Sanidin oder Plagioklas Übergänge. Sehr häufig gesellt sich zum Leucit Nephelin und bedingt durch sein allmähliches Überwuchern Zwischenformen und Übergänge in die nächstfolgende Familie der Nephelingesteine. Solche Übergänge sind mehrfach an einem und demselben Erguß von Hussak (Eifellaven), im Erzgebirge von Sauer u. a. konstatiert worden. — Die Tiefenformen der Leucitgesteine sind nunmehr ebenfalls von W. H. Weed in Montana aufgefunden und unter dem Namen Missourit und Fergusit von Pirsson und Weed beschrieben worden.

Mit dem Leucit ist allenthalben ein Pyroxenmineral in wechselnder Quantität als wesentlicher Gemengteil verbunden. Der Augit wird oft begleitet, aber nie vertreten von Biotit; die Begleitung durch Hornblende ist weit seltener. Biotit wie Hornblende haben tiefbraune bis braunrote Farben im durchfallenden Licht, und zeigen fast durchweg eine vorgeschrittene randliche Resorption, wobei sie sich mit einem Kranz von Magnetit und Augit umgeben, ähnlich wie in den Tephriten, Basalten, Andesiten, Phonolithen usw. Der Biotit wird dabei oft auffallend spröde und erhält den Habitus des Rubellan. — An Eisenerz (Magnetit und Ilmenit, letzterer oft in der braun durchscheinenden Form des Titaneisenglimmers) sind die Leucitgesteine bald sehr reich (Leucitbasalte), bald recht arm (Leucitite). — Nach dem vorhandenen oder fehlenden Gehalt an Olivin sind die Leucitgesteine hier in Leucitbasalte (effusive Äquivalente der Missourite) und Leucitite (effusive Äquivalente der Fergusite) eingeteilt worden. — Apatit hat in allgemeiner Verbreitung dieselben Eigenschaften wie in den Basalten. — Als akzessorische Mineralien treten Melilith, Granat (Melanit), Hauyn, Titanit, Chromit und Perowskit nicht gerade selten, in manchen Vorkommnissen konstant und reichlich auf.

Die Leucitgesteine, deren unbedingte Zugehörigkeit zu der neovulkanischen Gesteinsreihe als zweifellos galt, haben in neuerer Zeit mit voller Sicherheit auch Äquivalente in der paläovulkanischen Erguß-gesteinsreihe gefunden. Die Leucitgesteine schließen sich eng mit den Trachydoleriten, Tephriten, Nephelingesteinen und Limburgiten zu einer nur an wenigen Orten vollständigen, öfters nur in einzelnen Gliedern entwickelten, eigenartigen basaltischen Formation zusammen.

Für die Eigentümlichkeiten der Gemengteile der Leucitgesteine kann zumeist auf früheres verwiesen werden. — So erscheint der Leucit genau in denselben Formen und mit denselben Charakteren, wie in den Tephriten. Die winzigen Dimensionen desselben erschweren auch hier die unanfechtbare Bestimmung in hohem Grade. Bořicky schlug für die Gesteine mit solchen nur nach der Form der Durchschnitte und der Anordnung der Einschlüsse bestimmten Leuciten die Bezeichnung Leucitoidbasalte vor. Eine Umwandlung des Leucits in Feldspat gibt Sabatini aus latinischen Leucititen als verbreitet an. — Der akzessorisch neben Leucit auftretende Nephelin scheint, von einem Typus abgesehen, durchweg der Grundmasse anzugehören und ist ident mit dem Nephelin der Tephrite. — Die Pyroxene, die allenthalben den wesentlichen femischen Gemengteil bilden, sind verschieden in den beiden Hauptabteilungen der Leucitgesteine. In den Leucititen herrscht unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse ein fast farbloser bis hellgrüner Diopsid, Ägirinaugit mit wechselndem, selten sehr hohem Gehalt an dem Ägirinmolekül und deren Verwachsungen, worin der Diopsid den Kern, der Ägirinaugit die Mäntel bildet. Diese Mäntel haben bisweilen, es wurde besonders in latinischen Leucititen beobachtet, eine intensiv kanariengelbe bis hellgelbe Farbe, statt

der normalen grünen. Wie an früherer Stelle erwähnt, soll das nach Sabatini besonders in der unmittelbaren Nähe der Ausbruchstelle der Ströme der Fall sein und wird auf pneumatolytische Einwirkungen zurückgeführt. In den Leucitbasalten liefert mit Vorliebe der basaltische Augit und der Titanaugit dieser gern in tafelförmiger Ausbildung nach (100) mit starker Bissectricendispersion und kleinem Winkel der optischen Achsen die Einsprenglinge. Seltener erscheint ein grau durchsichtiger, der Diopsidreihe nahestehender Pyroxen, der dagegen in der Grundmasse eine weite Verbreitung hat. — Ägirin wurde bisher in keinem Leucitgestein nachgewiesen. — Der Hauyn und seine Verwandten, der Melanit, Titanit und Perowskit sind fast immer intratellurischen Alters und bildeten sich unmittelbar nach den Erzen. Zirkon ist äußerst selten und kann oft als durchaus fehlend bezeichnet werden. — Der Melilith tritt in zweierlei Formen auf, einmal in allotriomorphen, nach der Hauptachse kurzsäulenförmigen Kristalloiden, dann aber auch in der Tafelform des Humboldtilith und in diesem Falle meistens gut idiomorph. Er pflegt merkwürdigerweise jünger zu sein als der Leucit. Die Menge desselben vergrößert sich anscheinend auf Kosten des Augits. Wo er jünger ist als Leucit gehört er offenbar der Effusionsperiode an, und vertritt den Augit dieser. — Sanidin ist in manchen Gesteinen in Form eines Kitts für die übrigen Gemengteile sehr junger Bildung. — Die Altersverhältnisse sind im übrigen die gleichen wie bei den Gemengteilen der Tephrite.

Struktur und Klassifikation der Leucitgesteine.

Die beiden Abteilungen der Leucitgesteine, die olivinfreien Leucitite und die olivinhaltigen Leucitbasalte sind nicht nur durch das Vorhandensein oder Fehlen des Olivins unterschieden. Vielmehr sind die typischen Leucitite gegenüber den typischen Leucitbasalten durch einen weit geringeren Gehalt an Erzen und an femischen Gemengteilen charakterisiert, und es scheint, als wenn auch strukturelle Unterschiede nachweisbar wären, wenngleich bei der noch wenig ausgedehnten Kenntnis, die wir von Leucitgesteinen besitzen, sich nicht mit Sicherheit auf die Konstanz solcher Unterschiede rechnen läßt. Man wird so viel sagen können, daß die Leucitbasalte kaum je Einsprenglinge von Leucit, sondern von Olivin und Augit enthalten, und daß sie allenthalben eine deutliche und ausgesprochene porphyrische Struktur besitzen. Bei den Leucititen dagegen kommen neben zwei Generationen von Pyroxen öfters auch zwei Generationen von Leucit vor und durch Ineinanderfließen der intratellurischen und der Effusionsperiode entwickeln sich bei ihnen Übergänge in hypidiomorph- oder panidiomorph-körnige Strukturformen. Im allgemeinen kann man sagen, daß die Leucitite mehr salischen, die Leucitbasalte mehr femischen Charakter haben.

Bei den **Leucititen** kann man einen leucitreichen und einen leucitarmen Typus unterscheiden. Als den Repräsentanten des ersteren kann

man die Laven des Albaner Gebirges und der Gegend von Rom betrachten. Proben dieser Gesteine sind zumal von dem am Denkmal der Caecilia Metella (Capo di Bove) an der Via Appia endenden Strome wegen der auf Drusen und Klüften aufgewachsenen Melilithe, Nepheline, Apatite und Augite in allen Sammlungen verbreitet. Charakteristisch für diese Gesteine ist neben dem stark herrschenden Leucitgehalt ein sehr schwankender, aber nie großer Gehalt an Nephelin in idiomorphen Individuen, an Sanidin, der ebenfalls in sehr wechselnder Menge als Kitt für die übrigen Gemengteile auftritt, und an Melilith. Olivin ist sehr selten (Colle dei Cypressi). Der Melilith* verdrängt den Augit gelegentlich nahezu vollständig (Colle dell' Eremita) und ist dann recht regelmäßig idiomorph in der Tafelform mit etwas eingesenkter Basis. Magnesiaglimmer in allotriomorphen Fetzen ist allgemein verbreitet. Die Struktur ist panidiomorph- bis hypidiomorphkörnig, selten durch eine ältere, streng idiomorphe Augitgeneration neben einer älteren Ausscheidung von Leucit ausgesprochen porphyrisch (Fontana di Papa). Sperone heißen die porösen, gelblich-grauen latinischen Leucitite, die diese Farbe dem gelben Pyroxen verdanken und deren Übergänge in den normalen Gesteinstypus Sabatini nachwies. Sie sind besonders an den Kraterrändern des Monte Albano verbreitet. Außer der gelben Farbe der Pyroxene wird eine merkliche Abnahme des Magnetitgehaltes und die häufige Anwesenheit des Melanits als charakteristisch bezeichnet. Schon Strüver erwähnt außer vereinzelten Olivinen und Hauynen einen bisweiligen beträchtlichen Gehalt an Granat im Sperone.

Durch einen geringen Gehalt an einem labradoritischen Plagioklas, welcher jünger scheint als der Leucit, gehen Vorkommnisse von Santa Maria di Galera bei Bracciano und von Sorano, Prov. Grosseto, in Leucittephrite über. V. Sabatini gibt an, daß der Plagioklasgehalt der latinischen Leucitite sekundär und aus Leucit abgeleitet sei. Er beschreibt diese Umwandlung im frischen Gestein, wo sie bald von außen, bald von mehreren Punkten des Innern beginnend, oft der Zwillingslamellierung des Leucits folgen soll, so daß diese dann den Lamellen des Plagioklas nach dem Albit- und nach dem Periklingesetz entsprach. Ebenso beschreibt C. Viola eine Umwandlung des Leucits in Plagioklas aus den Laven des Herniker-Landes.

Nach de Lorenzo kommen den latinischen Leucititen entsprechende Formen, z. T. olivinhaltig, auch am Monte Vulture bei Melfi vor. Doch wird daraus der Melilith nicht angegeben, der für die Leucitite des Albaner Gebirges und der römischen Campagna geradezu charakteristisch ist. — Ein spärlicher Gehalt an farblosem Glase charakterisiert die von Bucca beschriebenen Leucitite der Roccamonfina aus der Gegend von Venafro, Colle Friello, Acquamara am Garigliano, Sant' Antonio und Vezzara, Teano u. a. Ein mir vorliegendes Handstück aus dem

* Die Melilithe von Colle dell' Eremita sind optisch negativ; — in den gestreiften, gelben Melilithen des Capo di Bove ist parallel der Streifung die größte Elastizität. Entspricht die Streifung wirklich der Hauptachse?

Tale NO unter Presenzano mit zahlreichen kleinen Einsprenglingen von Pyroxen und Leucit in sehr erzreicher Grundmasse mit vorherrschenden Pyroxenmikrolithen, Leucit und spärlichen Leisten von basischem Labradorit ist ebenfalls durchaus frei von Melilith. Die Pyroxeneinsprenglinge haben einen Kern von grauem, titanhaltigem Augit mit Sanduhrstruktur und $c:a = 52^0$, der von einem schmalen, grünen Mantel mit $c:a = 42^0$ umzogen wird. — Aus dem Herniker-Lande beschreibt Viola Leucitite.

Hierher dürften auch der von Verbeek und Fennema entdeckte Leucitit vom Vulkan Moeriah in Zentraljava, der von Behrens nachgewiesene, noseanreiche Leucitit vom Ringgit in Ostjava, die von Retgers beschriebenen Vorkommnisse von Malawa in Süd-Celebes mit hellgelbem Augit, wie er aus dem Sperone angegeben wurde, und die von Wichmann untersuchten Gerölle des Masépé und des Walannaë in Süd-Celebes, sowie ein Findling in dem Kampong Tempé, dem Hauptorte des Reiches Wadjo auf Celebes gehören. — H. Bücking fand und untersuchte durch Einsprenglinge von kaolinisiertem Leucit, Sanidin, diopsidartigem Pyroxen und in Serpentin und Iddingsit, z. T. auch in Opal umgewandeltem Olivin porphyrische Leucitite und Leucittuffe von Tandjung Lossa, südlich von Kap William an der Mandarküste auf Celebes. Ebenso entdeckte er sie in Konglomeraten und Tuffen am Kampong Tambi in der Bucht von Mamudju und an anderen Punkten derselben Küste.

Weed und Pirsson beschreiben und bilden schöne Wachstumsformen von Leucit in Skeletten nach den vierzähligen und zweizähligen Achsen in einem Leucitit der Bearpaw Mountains in Montana ab, der sich aus 31 % Diopsid und 57 % Leucit nebst etwas Biotit ($2E = 38^0$), Eisenerz und Apatit aufbaut.

Einen augitreichen, basaltoiden Leucittittypus mit zahlreichen Einsprenglingen von sanduhrförmigem Titanaugit repräsentieren gewisse Vorkommnisse des Kaiserstuhls aus der Umgebung von Rothweil, wo sie in naher geologischer Verknüpfung mit Leucittephriten auftreten. Es sind hauynreiche, durch Augit ausgesprochen porphyrische Gesteine von holokristalliner Struktur. — Derselbe Typus findet sich in der Eifel in der Lava zwischen Dockweiler und Dreis hauynfrei und bei Tichlowitz in Böhmen amphibolhaltig. Sonst fehlt der Amphibol den Leucititen durchweg. — In Brasilien kommt dieser Typus, den man am besten als olivinfreien Leucitbasalt charakterisieren könnte, in der Serra dos Poços de Caldas, Minas Geraes, mit vortertiärem Alter in Verbindung mit Elaeolithsyeniten und ihrer Ganggefolgschaft vor.

Nach Doelter kämen auf der Insel S. Antão in der Gruppe des Grünen Vorgebirges am Topo da Coroa und am Krater des Sideirão der leucitreiche Typus (mit blauem Hauyn, der bis zu 33 % des Gesteins bildet, etwas akzessorischem Plagioklas und Titanit, Nephelin und Glasbasis) und der leucitarme vor. — Dem salischen Typus von der Insel S. Antão sehr ähnliche Gesteine beschreibt E. Esch von dem Vulkan

Etinde in Kamerun. Ihr konstanter und beträchtlicher Gehalt an Nephelin und der Übergang in reine Nephelingesteine bei verwandten Vorkommnissen im ostafrikanischen Graben, zumal am Vulkan Meru, gibt jedoch Anlaß, sie bei den Nepheliniten zu behandeln. In Wirklichkeit bilden sie ein gewissermaßen selbständiges Mittelglied zwischen Leucititen und Nepheliniten.

Nach der Beschreibung Zirkel's stehen den Leucititen einige Vorkommnisse aus dem Erzgebirge sehr nahe; so das Gestein vom Seeberg bei Kaaden an der Eger und ein solches von Johanngeorgenstadt. Sie ähneln den Leucititen darin, daß der Olivin fehlt, weichen von denselben aber dadurch ab, daß der Augit ganz oder nahezu ganz durch Hornblende vertreten wird. Überdies enthalten sie etwas Nephelin und stellenweise viel Granat. — Schalch beschreibt einen Leucitit in zerstreuten Blöcken bei Todtenbach, Sekt. Johanngeorgenstadt in Sachsen, sowie Clements solche vom Hutberg bei Pirk, vom Foitzberg und Gemeindeholz bei Reschwitz, vom Bergkamm westlich oberhalb Holaditz, vom Dürrmäulerberg bei Duppau, Wobernberg bei Turtsch, Redenitz, zwischen Plattenhof und Saar, vom Merzdorfer Berg und von Tungau im Duppauer Gebirge.

Die wohl immer sehr feinkörnigen, dabei typisch porphyrisch struierten **Leucitbasalte** sind an vielen Lokalitäten durch einen zunehmenden Nephelingehalt eng mit den Nephelinbasalten verbunden, so daß nicht selten dasselbe Gestein von einem Forscher zum Leucit-, von einem andern zum Nephelinbasalt gerechnet wird. So sehr auch dieser Umstand, wie schon J. Roth hervorhob, die Abtrennung der beiden Familien erschwert, so wenig kann er zu einer Vereinigung der in den typischen Formen doch meistens streng geschiedenen Familien berechtigen.

Zirkel hat zuerst die Verbreitung der Leucitbasalte unter den Laven der Eifel und der Umgebung des Laacher Sees nachgewiesen. So stellte er hierher die Gesteine von Üdersdorf, Wehrbusch bei Daun, Kopp bei Birresborn an der Kyll, Gerolstein, vom Bausenberg, vom Forstberg, vom Veitskopf, vom Difelder Stein bei Wehr, aus den Brüchen zwischen Bürresheim und St. Johann und zwischen dem Hochsommer und St. Johann, vom Kunkelkopf, vom Fornicher Kopf bei Brohl, von Glees, vom Krufter Humerich, vom Kappesstein oberhalb Plaidt, vom Felsen Tauber im Brohltal, vom Kamillenberg, Strom nach Bassenheim. — Hussak fügte hinzu die Gesteine vom Feuerberg, Kyllerskopf, Goßberg bei Walsdorf, Strohn, Steinrausch, Roderkopf bei Oberbettingen, Schalkenmehren und Bongsberg, und K. Vogelsang ein Gestein von Michelskirch SO. Münstereifel. Der erste wies den Melilith in den Gesteinen von Bongsberg, Felsberg, Buch bei Hillesheim u. a., den Hauyn, welchen auch Zirkel bereits beobachtet hatte, in den Gesteinen von Firmerich und vom Scharteberg, den Mélanit am Bosenberg, den Perowskit am Scharteberg und in mehreren Laacher Leucitbasalten nach. Diese Gesteine haben stets Einsprenglinge von Olivin (an manchen

Orten in Iddingsit umgewandelt, sehr oft auch durch ausgeschiedenes Eisenoxyd rot gefärbt) und Augit, oft von Biotit und eine, im ganzen selten glashaltige Grundmasse, in welcher neben herrschendem Augit Leucit stets, Nephelin oft, daneben Sanidin nicht selten in kleinen Mengen als Kitt vorkommt. Der schon von ZIRKEL mehrfach angegebene Plagioklas bedingt Übergänge in Leucitbasanit und leucitischen Trachydolerit. — Der Biotit ist oft in ein Gemenge einer feldspatartigen Substanz mit Magnetit und einem chokolade- bis krappbraun durchsichtigen Mineral umgewandelt, welches vielleicht dem Cossyrit oder Rhönit angehört.

In Hessen gehören zu den Leucitbasalten die Gesteine von Uffeln bei Kassel mit akzessorischem Hauyn (nach ZIRKEL), das vom Erzeberg bei Ballhorn (mit deutlicher Basis), Breitelohe bei Besse und Junkerskopf bei Metze im Habichtswald (nach MÖHL), ein Gang im Tuff bei Böddiger, Pusbalg bei Scharfenstein unfern Gudenberg, Hasenberg bei Hadamar, Bilstein bei Besse, Hängen bei Ober-Listingen unfern Warburg, Langersberg bei Külte unfern Arolsen, Nacker und Schanze bei Gudenberg, Rosenberg und Waltberg bei Hofgeismar, Sandebeck im Teutoburger Wald (nach RINNE). Ebenso gehört ein Teil der MÖHLschen Hauynbasalte hierher, so Möncheberg bei Kassel, Falkenhecke bei Großenritte im Habichtswald, von der Warburger Börde zwischen Desenberg und Hof Daseburg (alle mit akzessorischem Hauyn in reichlicher Menge). Die drei letztgenannten Vorkommnisse sind stellenweise so leucitarm, daß sie dem Limburgit zugerechnet werden können. F. RINNE und O. LANG geben weitere Aufschlüsse über hessische Leucitbasalte. Von einer Weiterführung der Fundortsregister mußte bei der leichten Zugänglichkeit der neueren Arbeiten aus Rücksichten auf den Raum abgesehen werden. — Diesem Typus würde sich in gewissem Sinne ein von CHELIUS beschriebener hauyn- und amphibolreicher Leucitbasalt, welcher in losen Blöcken in den Sandgruben am Ostrande des Häsengebirges, Sekt. Messel, Hessen-Darmstadt, vorkommt, anschließen.*

Im südlichen Deutschland gehören hierher aus dem Kaiserstuhl ein durch roten Olivin und zweierlei Augiteinsprenglinge ausgezeichnetes Gestein vom Vormberg bei Ihringen. Bald als Leucitbasalt mit reichlichem Nephelin, bald als Nephelinbasalt ist ein Gestein aus der Haggasse bei Oberschaffhausen ausgebildet.

---

* Das Gestein ist in zwei verschiedenen Formen ausgebildet. In der einen liegen in gelblicher Glasbasis Augite in zwei Generationen, braune Hornblende, Biotit, Hauyn und Magnetit, gelegentlich Olivin. Die frische Basis gelatiniert nicht mit Salzsäure nach CHELIUS. In weniger frischen Gesteinen erscheint der Leucit (? Analcim). In einer andern Form fehlt die Basis; an ihrer Stelle finden sich farblose kristallisierte Substanzen (wohl Zeolithe) und Leucit (? Analcim); dann gelatiniert diese Grundmasse. CHELIUS hält eine Beziehung zu dem Sprendlinger Gestein nicht für ausgeschlossen. Ich halte beide nicht für Basalte, oder doch nicht für normale Glieder der Familie, sondern möchte in ihnen Monchiquite vermuten. Dazu ist zu bemerken, daß die sogenannten Sanidintrachyte der Gegend (Urberach) die Charaktere der Alkalitrachyte haben.

Aus dem Vogelsberg beschreibt Sommerlad einen Leucitbasalt vom Gipfel des Eckmannshain (Köppel) bei Ulrichstein. Er enthält Nephelin und Biotit. — Der von Zirkel zuerst beschriebene Leucitbasalt von Schackau in der Rhön kann nach Bücking nicht von dort stammen. Die Rhön führt keine Leucitgesteine. — Ebenso gehört nach Bornemann das von Zirkel als Leucitbasalt bestimmte Gestein von der Stopfelskuppe bei Eisenach zum Limburgit.

In einiger Verbreitung entdeckte Zirkel die Leucitbasalte im Erzgebirge, wo sie überdies oft Melilith und Magnesiaglimmer führen. Dahin sind zu zählen die Vorkommnisse vom Schloßfelsen von Stolpen, von der Geisinger Kuppe bei Altenberg, vom Pöhlberge bei Annaberg. Weitere sächsische Leucitbasalte beschrieb Möhl von Wilisch bei Hermsdorf, Staatswald bei Wittigsthal, Hutberg bei Schönau (mit Glimmer) und Hutberg bei Leuba. — Sauer bespricht Leucitbasalte vom Haßberge, vom großen, kleinen und mittleren Spitzberge bei Kupferberg im Erzgebirge. Der Leucitbasalt vom Haßberge umschließt Fragmente von grobflaserigem Gneiß, dessen Biotit in eine schwarzbraune, amorphe, glasartige Masse umgewandelt ist, während der Feldspat bis zur Undurchsichtigkeit getrübt und der Quarz stark rissig geworden ist. Die Gesteine sind nephelinführend und enthalten akzessorisch Hauyn, Perowskit, Melilith, Amphibol und Biotit. — Nach demselben Verfasser enthält ein Leucitbasalt vom Kaffberge, NW. von Goldenhöhe, Sekt. Wiesenthal, nußgroße Ausscheidungen von Augit, Magnetit und Titanit und Einschlüsse von Granit. — Schalch beschreibt Leucitbasalt von Obercarsdorf, Blatt Dippoldiswalde-Frauenstein, Hazard von Neudorf, Blatt Kühnhaide.

Aus der preußischen Ober-Lausitz zählt Möhl zu den Leucitbasalten die Vorkommnisse vom Heiligen Grab bei Görlitz (mit braunem Glase), vom hinteren Jauerniker Berg (ebenso), vom Spitzberg bei Deutsch-Paulsdorf (ebenso), vom Wachberge bei Marklissa (ebenso), vom Grunaer Berge (mit Nephelin) und vom Knappberge bei Marklissa.

Aus Böhmen beschrieb schon Zirkel die Leucitbasalte vom östlichen Abhang des Milleschauer und von Boreslau, letzteren mit akzessorischem Amphibol und mit schwach graulichgelbem Glase. — Sehr umfassende Untersuchungen machte Em. Bořicky an den tertiären Leucitgesteinen Böhmens, auf Grund deren er sie in Leucitoïdbasalte, Peperinbasalte und Leucitophyre (im Sinne von Leucitbasalte) einteilte. Die erste und dritte seiner Gruppen werden nach dem Korne des Gemenges in feinkörnige und kristallinisch dichte, resp. körnige, feinkörnige und kristallinisch dichte weiter geschieden. Unter den Peperinbasalten versteht er die durch ihre großen Augit- und Hornblende-Kristalle bekannten Tuffgesteine, die er als ursprüngliche Schlammausbrüche ansieht. Zu den Leucitoïdbasalten werden gezählt die Gesteine vom Bergrücken zwischen Turtsch und Duppau, zwischen Duppau und Dürmaul (mit Amphibol, Nephelin und Biotit), vom Berge Oblik bei Laun, vom Charvatberge ebendaselbst, Liskaberg bei Liebshausen.

Schabberg bei Saaz, Chlumberg bei Mecholup (mit Plagioklas), Burberg bei Kaaden, Kundratič, Hohe Schafberg, Blatzen, Rinayer Berg bei Hirschberg, Sudka bei Kleinskal, Hutberg bei Petersdorf, Mühlberg bei Liebshausen, Vostryberg bei Rothaujezd (mit viel Nephelin, mit Amphibol und Biotit), Zinkenstein bei Liebschitz, Dobrawitzer Hügel bei Teplitz, zwischen Blankenstein und Schickelmühle, Maschau, Giershübel bei Buchau, Hohe Triebe bei Duppau, Schönwald bei Ellbogen, Schäferberg bei Schreckenstein, nordöstlicher Fuß des Kreuzberges bei Leitmeritz, Kamnitzer Berg bei Reichstadt, Ladeberg bei Seifersdorf, Großer Hirschstein bei Schwabitz, östlicher Fuß des Ronbergs bei Grabern, Humprechtsberg bei Sobotka, Hirschberg bei Kroh, Großhorker Steinbruch bei Hühnerwasser, Kukunella bei Franzensthal und Kácov bei Sichrov. — Zu den stets nephelinführenden Peperinbasalten gehören nach Bořicky die Vorkommnisse von Kostenblatt, Lucov und Wolfsberg bei Cernosin. — Als Leucitbasalte mit deutlich kristallisiertem Leucit werden die erzgebirgischen Vorkommnisse beschrieben; ferner die Gesteine von der Paskapola (mit Nephelin, Amphibol und Biotit), Zahor (mit Amphibol und Biotit), Donnersberg bei Milleschau, Milleschauer Berg, Klotzberg, SW. vom Donnersberge, vom westlichen Fuß des Kletschner Berges, Bilinka (mit Amphibol und Diallag), Horenzer Berg bei Kosel, Dollanken bei Podersam, zwischen Waltsch und Lubigau, vom westlichen Abhang des Cebisberges gegenüber Turtsch, zwischen Wartha und Votsch, Schreckenstein, Bleschner Berg und Tirschiner Berg. — Stelzner (L. J. B.-B. II. 1882. 420) nennt den Ladeberg bei Seifersdorf NO. Wartenberg, und den großen Hirschstein S. Wartenberg, Hibsch den Dobernberg östlich Dobern bei Tetschen (mit kopfgroßen Einschlüssen von Granulit und quarzführendem Augitsyenit), Clements Flöbaberg und Grasberg bei Engelhaus, Heiliger Berg bei Kaaden, Hoher Berg bei Pirk und Liesenberg, sämtlich glasführend, dagegen glasfrei Burgstadler Höhe, Köpphübel bei Waltsch, Hutberg bei Turtsch und Schöbaberg im Duppauer Gebirge. — Die genauesten Beschreibungen der auf den Blättern Rongstock-Bodenbach, Groß-Priesen, Tetschen und Kostenblatt-Milleschau des böhmischen Mittelgebirges gelegenen Leucitbasalte verdanken wir Hibsch.

Schon C. Doelter gibt Leucitbasalte als spärlich unter den Laven des Monte Ferru, als reichlich unter denen der kleinen Vulkane von Pozzo Maggiore in Sardinien an. Nach Dannenberg sind die Leucitbasalte des Monte Ferru (Binzale Prunu, Scano, Spelunca, Ghizo) ausgezeichnet durch 2—3 cm große bronzefarbige Biotite, 1—2 cm große Augite und nur 2—4 mm große, aber zahlreiche Olivine als Einsprenglinge. Das Vorkommen von Scano ist durch zahlreiche Concretionen von Augit und solche von Olivin charakterisiert. Die Grundmassen sind z. T. vitrophyrisch, z. T. fast holokristallin.

Lacroix beschreibt Leucitbasalte oder Olivin-Leucitite aus den Tuffen der Leucittephrite von Trapezunt. — Steinecke untersuchte Leucitbasalte oder Leucitite, welche zusammen mit Leucitophyren in

der Nähe des Urmia-Sees im nordwestlichen Persien von Pohlig gesammelt wurden.

Vielleicht gehört einiges der von Curie und Flamand bei Aïn Tolba und Nemours aufgefundenen Leucitgesteine besser hierher, als zu den Leucittephriten. — Graf v. Götzen und Hauptmann a. D. Herrmann sammelten Leucitite, Leucit-Nephelinite und Leucitbasalte an dem nördlich vom Kiwu-See im zentralafrikanischen Graben gelegenen Vulkanen, die von Tenne und Finkh beschrieben wurden.

Einen schon von H. Vogelsang erkannten Leucitbasalt (das erste außereuropäische Vorkommen von Leucit überhaupt) vom Gunung Bantal Susum auf der Insel Bawean an der NO.-Ecke von Java beschrieb Zirkel. Er ist frei von Nephelin und Hauyn. — Mit anderen Leucitgesteinen kommen Leucitbasalte nach Verbeek und Fennema auch am Moeriah, nach Behrens am Ringgit auf Java vor. — Wichmann entdeckte Leucitbasalt unter den Geröllen der Flüsse Pangkadjéné und Walannaë in Süd-Celebes und H. Bücking fand das Anstehende dieser Leucitbasalte im Liegenden des Nummulitenkalkes östlich von Kantisang bei Bangkang-Sakiang in großer Ausdehnung. Reichliche kleine Einsprenglinge von Biotit und seltenere von Augit sind mit bloßem Auge sichtbar. Mikroskopisch gesellen sich Olivin und Apatit hinzu. Die Grundmasse besteht aus Biotit, Augit, Leucit und Apatit. Bücking bezeichnet diese Gesteine als Biotit-Leucitbasalte.

Pirsson beschreibt Leucitbasalte mit geringem Olivingehalt aus den Highwood Mountains in Montana. — Ein porphyrartiger Leucitbasalt mit zwei Generationen von Leucit bildet nach Weed und Pirsson den herrschenden Typus unter den effusiven Gesteinen der Bearpaw Mountains in Montana.

Edgeworth David und Anderson entdeckten und sie und Judd beschrieben kurz einen Leucitbasalt von Byrok unfern Bourke in Neusüdwales als Strom über Granit. Die Analyse stimmt nicht recht mit der Beschreibung und deutet mehr auf einen Leucitit als einen Leucitbasalt. Ein Handstück dieses Fundortes, das ich Herrn Card's Güte verdanke, enthält bei hypidiomorpkörniger Struktur sehr reichlichen Perowskit, Magnetit, nicht sicher bestimmten unfrischen Olivin, viel hellbraunen Glimmer, Leucit, basischen Labradorit in Leisten spärlich und eine geringe Menge eines schwach licht- und doppelbrechenden Kitts von Sanidin und Nephelin in der angegebenen Altersfolge. Es scheinen also wohl mehrerlei Leucitgesteine dort vorzukommen. Stonier stellte dann die weite Verbreitung der Leucitbasalte in Neusüdwales fest und nennt außer El Capitan bei Cobar, 40 miles S. von Byrok, das bereits bekannt war, noch Lake Cudgellico (160 miles S. von El Capitan), Harden (140 miles SO. von Lake Cudgellico und Bygalore (24 miles OSO. von Lake Cudgellico), wo ein anscheinend 20 Quadratmiles großer Strom vorliegt. Bei Harden tritt der Leucitbasalt zusammen mit einem Intrusivgestein auf, von dem gesagt wird »the intruded rock is a coarsely-crystallized tertiary granite.« Es wäre interessant zu erfahren, welcher Art dieser Granit ist.

Nach S. Philippi (Z. D. G. G. 1904. LXI. Protokoll 8) ist das einzige von der deutschen Südpolarexpedition im antarktischen Gebiete am Gaussberg anstehend gefundene Gestein ein feinkörniger, blasiger, z. T. vitrophyrischer Leucitbasalt mit Einschlüssen von stark verändertem Granit und Gneiß. Nach der von Reinisch gegebenen mikroskopischen Beschreibung kommen sehr glasreiche bis glasarme Varietäten eines anomitführenden Leucitbasalts mit zwei Generationen von Augit und Leucit, gelegentlich auch von Olivin vor, deren glasreichste Formen frei von Anomit und Eisenerzen sind. Nach einem mir vorliegenden Schliff gehört der Pyroxen zum Titanaugit. Sehr zierlich sind die von einem farblosen Kristallisationshof umgebenen Anomitwachstumsformen in dem bräunlichen Glase. Und so kennt man denn heute die Leucitgesteine, welche so lange für ein europäisches Vorrecht angesehen wurden, aus allen fünf Weltteilen.

Kontaktphänomene der Leucitgesteine. Die Kontaktwirkungen, welche Leucitbasalte auf die von ihnen durchbrochenen Gesteine und deren von ihnen eingehüllte Fragmente ausübten, und wovon besonders die Vorkommnisse aus dem Erzgebirge Beispiele liefern, sind nach Grad und Art durchaus identisch mit den Einwirkungen der Feldspatbasalte.

Tuffe der Leucitgesteine. Die aus sehr schaumigen, leucitreichen Lapilli, welche durch Zeolithe verkittet sind, bestehenden Tuffe der Leucitite Roms wurden von Penck (Z. D. G. G. 1879. XXXI. 536 sqq.) beschrieben, und mit dem sehr ähnlichen Tuff der Leucitophyre der Gegend von Rieden unfern des Laacher Sees verglichen. — Hussak untersuchte mikroskopisch die Palagonittuffe von Steffeln in der Eifel und fand sie durchaus analog den Palagonitfelsen von Seljadalr, nur daß die Sideromelan-Lapilli reichlich Leucit statt Plagioklas führten. — Nach demselben Autor besteht der Leucititttuff der Serra dos Poços de Caldas an der Grenze von Minas Geraes und San Paulo aus eckigen Bruchstücken des Leucitits, leucitführenden Lapilli und Kristallen von Analcim nach Leucit, Augit und Magnetit, die durch Analcim oder Kalkspat oder ein Gemenge beider verkittet sind. Wenn die Fragmente glasig sind, enthalten sie nur Ausscheidungen von Augit und Magnetit. Ferner finden sich in den Tuffen Brocken von Augitit (z. T. mit Leucit) und solche von syenitischen Gesteinen.

Die Familie der Nephelingesteine.

Literatur.

MAX BAUER, Beiträge zur Kenntnis der niederhessischen Basalte. S. B. A. 1900. XLVI. 1023.

R. BECK, Erläuterungen zu Sektionen Elster nebst Schönberg, Adorf, Kreischa-Hänichen, Königstein-Hohstein, Pirna, Nassau, Sebnitz-Kirnitzschtal und Sayda der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1885—1893.

R. BECK und J. HIBSCH, Erläuterungen zu Sektion Großer Winterberg-Tetschen der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

E. BECKER, Der Roßbergbasalt bei Darmstadt und seine Zersetzungsprodukte. Inaug.-Diss. Darmstadt 1904.

— Die Basalte des Wartenbergs bei Geisingen in Baden. Z. D. G. G. 1907. LIX. 244.

— Chemische Beziehungen einiger melilithhaltiger Basalte. Ibidem 1907. LIX. 401.

E. W. BENECKE und E. COHEN, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Straßburg 1879—1881.

EM. BORICKY, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag 1873. (Archiv der Arbeiten der geologischen Abteilung der Landesdurchforschung Böhmens. II.)

L. G. BORNEMANN jun., Bemerkungen über einige Basaltgesteine aus der Umgegend von Eisenach. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1882. Berlin 1883. 149—157.

— Über einige neue Vorkommnisse basaltischer Gesteine auf dem Gebiete der Meßtischblätter Gerstungen und Eisenach. Ibidem für 1887. 291.

R. BRAUNS, Ein neues Kontaktgestein aus dem Kaiserstuhl. N. J. 1899. I. 79.

H. BÜCKING, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1880. Berlin 1881.

— Basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Ibid. für 1881. Berlin 1882.

— Über ein neues Basaltvorkommen aus dem Elsaß. Mitt. d. Komm. f. d. geol. Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen. I. 121. 1888.

F. J. P. VAN CALKER, Über eine Sammlung von Geschieben von Klosterholt (Provinz Groningen). Z. D. G. G. 1898. L. 234.

— Mikroskopische Bilder Schonenscher Basalte. Mitt. aus dem Mineral.-Geol. Institut der Reichsuniversität zu Groningen. Bd. I. Heft I. 173. 1905.

GEO. W. CARD, Nepheline-Basalt from the Capertree Valley. Records Geol. Survey New South Wales. 1902. VII. part 2. 40.

C. CHELIUS, Erläuterungen zu den Blättern Messel und Roßdorf der geolog. Karte von Hessen. Darmstadt 1886.

— Mitteilungen aus den Aufnahmegebieten. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 8. 28.

— Neue Basaltvorkommen im Odenwald. Ibidem. Heft 12. S. 8 des Sep.-Abdr.

C. CHELIUS und G. KLEMM, Erläuterungen zu Blatt Neustadt-Obernburg der geolog. Karte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1894.

C. CHELIUS und CHR. VOGEL, Erläuterungen zu Blatt Groß-Umstadt der geolog. Karte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1894.

K. DE CHROUSTCHOFF, Über sekundäre Glaseinschlüsse in Gemengteilen gefritteter Gesteine. T. M. P. M. 1882. IV. 473—503.
— Note sur un nouveau type de pyroxène. Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. No. 3.
— Note sur quelques verres basaltiques. Ibidem. 1885. VIII. 62—78.
JUL. MORGAN CLEMENTS, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.
E. COHEN, Lava von Hawaii. N. J. 1880. II. 55.
K. DALMER, Erläuterungen zu Sektion Altenberg-Zinnwald der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsens. Leipzig 1890.
A. DANNENBERG, Der Leilenkopf, ein Aschenvulkan des Laacher See-Gebiets. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1891. Berlin 1892. 99.
W. DEECKE, Der Monte Vulture in der Basilikata (Unter-Italien). N. J. B.-B. VII. 1891. 590.
C. DOELTER, Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz 1882.
FR. EICHSTÄDT, Skånes basalter, mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Stockholm 1882.
FR. EIGEL, Über einige Eruptivgesteine der Capverden. T. M. P. M. 1889. XI. 91.
JOS. ERB, Die vulkanischen Auswurfsmassen des Höhgaus. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. 1900. XLV.
E. ESCH, Der Vulkan Etinde in Kamerun und seine Gesteine. S. B. A. 1901. 277.
H. v. FOULLON, Über veränderte Eruptivgesteine aus den Kohlenbergbauen der Prager Eisenindustrie-Gesellschaft bei Kladno. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 276—280.
E. FRAAS, Nephelinbasalt vom Gaisbühl bei Reutlingen. In: W. BRANCO, Neue Beobachtungen über die Natur der vulkanischen Tuffgänge usw. Württ. Jahreshefte 1893. 8.
O. FROMM, Petrographische Untersuchung von Basalten aus der Gegend von Cassel. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 43.
C. GÄBERT, Die geologische Umgebung von Graslitz im böhmischen Erzgebirge. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1899. XLIX. 629.
EUG. GAISER, Basalte und Basalttuffe der Schwäbischen Alb. Jahresheft f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. Jahrg. 1905. Stuttgart.
EUG. GEINITZ, Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium. Arch. d. Vereins d. Freunde d. Naturg. in Mecklenburg. 1881. XXXV.
— Über einige Lausitzer Porphyre und Grünsteine, sowie den Basalt aus dem Stolpener Schloßbrunnen. Isis. 1886.
H. VEIT GRABER, Der Maschwitzberg bei Habstein in Nordböhmen. Jahresber. der Staats-Realschule in B.-Leipa für das Schuljahr 1906—1907.
FR. GRAEFF, Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitt. Gr. Bad. geol. Landesanst. 1892. II. 410.
U. GRUBENMANN, Zur Kenntnis der Basalte des Hegaus. Mitt. d. Thurgauer naturf. Ges. 1886.
— Die Basalte des Hegaus. Inaug.-Diss. Frauenfeld 1886.
C. W. VON GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des fränkischen Jura mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. Cassel 1891.
H. HAAS, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogtümer Schleswig-Holstein. Kiel 1885.
V. HANSEL, Über basaltische Gesteine aus der Gegend von Weseritz und Manetin. Pilsen 1886.
J. HAZARD, Erläuterungen zu Sektion Zöblitz, Kühnhaide-Sebastiansberg, Olbernhau-Pürschenstein, Rumburg-Seifhennersdorf, Löbau-Reichenbach und Ostritz-Bernstadt der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1884—1896.
— Über die petrographische Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten in der Lausitz. T. M. P. M. 1894. XIV. 297.

J. Heinemann, Die kristallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.
R. Heinisch, Die geologisch-petrographischen Verhältnisse der Umgegend von Rothau im böhmischen Erzgebirge. N. J. B.-B. XXIII. 474. 1907.
O. Herrmann und R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Hinterhermsdorf-Daubitz der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1897.
J. Hibsch, Erläuterungen zur geologischen Karte des Böhmischen Mittelgebirges. Blatt Bensen. T. M. P. M. 1897. XVII. 1.
— Erläuterungen zu Blatt Rongstock-Bodenbach der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. Ibidem 1899. XIX. 1.
— Erläuterungen zu Blatt Großpriesen der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. Ibidem 1902. XXI. 465.
— Erläuterungen zu Blatt Aussig der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. Ibidem 1904. XXIII. 305.
— Erläuterungen zu Blatt Kostenblatt-Milleschau der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. Ibidem 1905. XXIV. 243.
K. Hinterlechner, Vorläufige Mitteilungen über die Basaltgesteine in Ostböhmen. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1900. 110.
— Über Basaltgesteine aus Ostböhmen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1900. L. 469.
Josef Hoffmann, Das basaltische Gestein vom St. Georgsberge bei Raudnitz. Sitzb. d. deutsch. naturw.-medizin. Vereins f. Böhmen. Lotos 1896. No. 7.
Eug. Hussak, Die basaltischen Laven der Eifel. S. W. A. LXXVII. April 1878.
— Über einen verglasten Sandstein von Ottendorf. T. M. P. M. 1883. V. 529.
J. Shearson Hyland, Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. T. M. P. M. 1888. X. 203.
Erich Kaiser, Beiträge zur Geologie und Petrographie der deutschen Südsee-Inseln. Jahrb. k. pr. geol. Landesanstalt für 1903. 91. Berlin 1904.
J. F. Kemp, Note on a nepheline basalt from Pilot Knob, Texas. American Geologist. 1890. Nov. 292.
G. Klemm, Erläuterungen zu Sektion Neustadt-Hohwald der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890.
— Erläuterungen zu Blatt Schaafheim-Aschaffenburg der geolog. Karte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1894.
Fr. Knapp, Die doleritischen Gesteine des Frauenbergs bei Schlüchtern in Hessen. Würzburg 1880.
P. Krusch, Beitrag zur Kenntnis der Basalte zwischen der Lausitzer Neisse und dem Queiß. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1894. 279.
Emil Künzli, Die petrographische Ausbeute der Schöller'schen Expedition in Äquatorial-Ostafrika (Massailand). Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich. 1901. XLVI. 128.
A. Lacroix, Roches basiques à néphéline. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 43 und C. R. 1893. CXVI. 1075.
— Les roches à néphéline du Puy de Saint-Sandoux. C. R. 1900. CXXXI. 283.
H. O. Lang, Nephelinbasalt vom Wartenberge bei Geisingen (Donaueschingen). Württemb. naturw. Jahreshefte. 1875. XXXI. 3. 352.
— Zur Kenntnis der Verbreitung niederhessischer Basaltvarietäten. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. XXVI. 272. Berlin 1906.
G. Lattermann, Untersuchungen über den Pseudobrookit. T. M. P. M. 1887. IX. 47.
H. Lenk, Nephelinit und Dolerit in der Langen Rhön. Sitzber. Würzburger phys.-med. Ges. 1886. 6. Nov.
— Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Würzburg 1887.
A. Leppla und A. Schwager, Der Nephelinbasalt von Oberleinleiter. Geognostische Jahreshefte. München 1888. I. 65.
Edw. C. E. Lord, Über die Basalte des Fichtelgebirges. Heidelberg 1894.
Giu. de Lorenzo, Studio geologico del Monte Vulture. Memor. R. Acad. Sc. fis. e mat. di Napoli (2.) X. No. 1. 1900.

J. Macpherson, Apuntes petrograficos de Galicia. Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1881. X.
— Etude sur les roches éruptives recueillies par M. Choffat dans les affleurements secondaires au Sud du Sado. Lisboa 1877.
A. Martin, Die phonolithischen Gesteine des Laacher See-Gebiets und der Hohen Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 181.
Fr. Martin, Untersuchung der Aufschlüsse der Bahnstrecken Karlsbad-Marienbad, sowie der angrenzenden Gebiete. Jahrb. k. k. geol. R. 1901. L. 419.
J. Martin, Erratische Basalte aus dem Diluvium Norddeutschlands. Abhdl. nat. Ver. Bremen 1903. XVII. 485.
— Beitrag zur Kenntnis der erratischen Basalte. Z. D. G. G. 1907. LIX. 49.
A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. N. J. B.-B. III. 1884. 252.
Fr. Moesta, Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Blatt Waldkappel und Blatt Höhnebach. Berlin 1876.
H. Möhl, Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta d. k. Leopold.-Carol. Deutschen Akad. d. Naturforscher. Dresden 1873. XXXVI. 4.
— Nephelinbasalt aus der kleinen Schneegrube im Riesengebirge. N. J. 1873. 471—473.
— Mikroskopische Untersuchung einiger Basalte Badens. N. J. 1873. 824—851.
— Die südwestlichsten Ausläufer des Vogelgebirges. XIV. Ber. des Offenbacher Ver. f. Naturkunde. 1874. cf. N. J. 1873. 454—470.
— Die Basalte der rauhen Alb. Württemb. naturw. Jahreshefte. 1874.
— Die Basalte der preußischen Oberlausitz. Abhldgn. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.
F. Möhle, Beitrag zur Petrographie der Sandwich- und Samoa-Inseln. N. J. B.-B. XV. 66. 1902.
E. Möller, Petrographische Untersuchung einiger Gesteine der Rhön. N. J. 1881. I. 81.
O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885. cf. N. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.
K. Oebbeke, Beiträge zur Kenntnis einiger hessischer Basalte. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 390.
A. Osann, Melilite-nepheline basalt and nepheline-basanite of Southern Texas. Journ. of geol. Chicago 1893. I. 341.
F. P. Paul, Beiträge zur petrographischen Kenntnis einiger foyaitisch-theralithischer Gesteine aus Tasmanien. T. M. P. M. 1906. XXV. 269.
Alb. Penck, Nordische Basalte im Diluvium von Leipzig. N. J. 1877. 243.
Joh. Petersen, Geschiebestudien. Beiträge zur Kenntnis der Bewegungsrichtungen des diluvialen Inlandeises. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg. XV. 1899.
Th. Petersen, Über den Basalt und Hydrotachylyt von Roßdorf bei Darmstadt. N. J. 1869. 32—42.
R. Pöhlmann, Gesteine aus Paraguay. N. J. 1886. I. 244—248.
G. T. Prior, Petrographical notes on the rock specimens collected in the Little Island of Trinidad, South-Atlantic, by the Antarctic Expedition of 1839—43 under Sir James Clark Ross. Min. Mag. 1900. XII. 317.
— Contributions to the petrology of British East Africa. Comparison of volcanic rocks from the Great Rift Valley with rocks from Pantelleria, the Canary Islands, Ascension, St. Helena, Aden und Abyssinia. Min. Mag. 1903. XVI. 228.
E. Proft, Kammerbühl und Eisenbühl, die Schichtvulkane des Egerer Beckens in Böhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1894. XLIV. 25.
H. Pröscholdt, Erläuterungen zu Blatt Hildburghausen, Rentwertshausen und Dingsleben der geolog. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.
H. Pröscholdt und H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Rieth (Eruptivgesteine) der geol. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1895.

Fr. Quiroga y Rodriguez, Estudios micrograficos en algunos basaltos de Ciudad-Real. Anal. de la Soc. Esp. hist. nat. 1880. IX. 161—179.
— Noticias petrograficas. Ibidem 1887. XVI. 209.
Reinisch, Salbandbildung an einem Nephelinbasaltgange. T. M. P. M. 1907. XXV. 532.
A. Renard, Notice sur les roches de l'île de Fernando Noronha. Bull. Acad. Roy. Belg. 1882. (3.) III. No. 4.
F. Rinne, Der Dachberg, ein Vulkan der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1886. S. 1.
— Der Basalt des Hohenberges bei Bühne in Westfalen. S. B. A. 1891. XLVII. 971.
— Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1892. Berlin 1893. Ibidem für 1897. Berlin 1898.
H. Rosenbusch, Hydrotachylyt vom Roßberge bei Roßdorf unweit Darmstadt. N. J. 1872. 614—619.
A. Rosiwal, Zur Kenntnis der kristallinischen Gesteine des zentralen Balkan. Denkschriften W. A. W. 1890. LVII. 265.
— Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika usw. Denkschr. math.-naturw. Klasse. Akad. Wiss. Wien. LVIII. 1891.
A. Sauer, Erläuterungen zu Sektionen Kupferberg, Wiesental und Freiberg der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1883, 1884 und 1887.
A. Sauer und R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Tharandt der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1891.
Fr. Schalch, Über melilithführende Basalte des Erzgebirges. N. J. 1883. I. 168. cf. Stetzner, N. J. 1883. I. 207.
— Erläuterungen zu Sektion Johanngeorgenstadt und Glashütte-Dippoldiswalde der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1885, 1887.
— Erläuterungen zu Blatt Mosbach der geolog. Spezialkarte des Großherzogtums Baden. Heidelberg 1894.
E. Schmidt, Geognostische Beschreibung des mittleren und westlichen Teils der Kreishauptmannschaft Bautzen. Bautzen 1878.
W. Schottler, Über einige Basalte der Umgegend von Gießen. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1899. (4.) XX. 21.
— Geologische Beobachtungen beim Bau der Bahnlinie Grebenhain-Gadern. Ibid. Darmstadt 1904. (4.) Heft 25.
M. Schröder, Erläuterungen zu Sektion Zwota der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1884.
L. Schulte, Geologische und petrographische Untersuchung der Umgebung der Dauner Maare. Verhdl. naturf. Ver. Rheinl. u. Westf. 1891. XLVIII. 174.
W. Schultz, Beiträge zur Kenntnis der Basalte aus der Gegend von Homberg a. Efze. N. J. B.-B. XVI. 241. 1903.
E. v. Seyfried, Geognostische Beschreibung des Kreuzberges in der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1896. Berlin 1897.
Th. Siegert, Erläuterungen zu Sektion Löbau-Herrnhut der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1894.
Al. Sigmund, Die Basaltberge bei Schlan und Winařic. Prag 1893.
— Die Basalte der Steiermark. 2. Der Nephelinit und Palagonittuff des Hochstraden. — 3. Der Nephelinbasanit, der Palagonittuff, die Nephelinbasaltbomben und die Nephelinbasaltdecken des Steinberges bei Feldbach. T. M. P. M. 1897. XVI. 337. — 1898. XVIII. 377.
Sigm. Singer, Beiträge zur Kenntnis der am Bauersberge bei Bischofsheim vor der Rhön vorkommenden Sulfate. Würzburg 1879.
J. Soellner, Geognostische Beschreibung der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1901.
— Über das Vorkommen und die Verbreitung von Änigmatit in basaltischen Gesteinen. N. J. Centralblatt 1906. 206.

J. Soellner, Über Rhönit, ein neues änigmatitähnliches Mineral und über das Vorkommen und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen. N. J. B.-B. XXIV. 475. 1907.
Herm. Sommerlad, Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. der Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde 1883. 263—284.
— Über Nephelin- und Leucitbasalt im Vogelsberg. N. J. 1884. II. 221.
Alfr. Stelzner, Melilithführender Nephelinbasalt von Elberberg. N. J. 1883. I. 204.
— Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. Cassel und Berlin 1885.
— Über den Nephelinit vom Podhorn bei Marienbad in Böhmen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1885. XXV. 277—288.
J. Stock, Die Basaltgesteine des Löbauer Berges. T. M. P. M. 1888. IX. 429.
F. Tannhäuser, Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteinen aus der argentinischen Republik. N. J. B.-B. XXII. 555. 1906.
H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Sinsheim der geolog. Spezialkarte des Großh. Baden. Heidelberg 1896.
A. E Törnebohm, Nefelinit från S. Berge i Medelpad. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 82. 548.
— Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. Ibidem 1883. VI. No. 84. 692—709.
Fr. Toula, Zur Kenntnis der kristallinischen Gesteine des zentralen Balkan. N. J. 1890. I. 265.
Trenzen, Beiträge zur Kenntnis einiger niederhessischer Basalte. N. J. 1902. II. 1.
P. Trippke, Beiträge zur Kenntnis der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. Z. D. G. G. 1878. XXX. 199—209.
W. H. Twelvetrees and W. F. Petterd, Nepheline and Melilite rocks from Shannon Tier. Proc. Roy. Soc. Tasmania. 1899. 60.
Ch. Vélain, Sur les roches basaltiques d'Essey-la-Côte. Bull. Soc. géol. Fr. 1885. (3.) XIII. 565.
K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntnis der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.
Fr. Waitz von Eschen, Die Basalte östlich der Linie Wabern-Gensungen. Marburg a. L. 1906.
E. Weber, Erläuterungen zu Sektion Hochkirch-Czorneboh der geolog. Spezialkarte von Sachsen. Leipzig 1894.
Rich. Wedel, Über das Doleritgebiet der Breitfirst und ihrer Umgebung. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1890. Berlin 1892. 1.
W. H. Weed and L. V. Pirsson, The Bearpaw Mountains, Montana. Amer. Journ. 1896. II. 136.
L. van Werveke, Über den Nephelin-Syenit der Serra de Monchique etc. N. J. 1880. II. 182.
— Gneiß-Einschluß aus Nephelinit von Oberbergen am Kaiserstuhl. N. J. 1880. II. 283.
Arth. Wichmann, Nephelinbasalt von Oahu (Sandwichinseln). N. J. 1875. 172.
O. Wilckens, Ein neues Vorkommen von Nephelinbasalt im badischen Oberlande. Mitt. Gr. Bad. geol. Landesanst. V. 27. 1905.
G. H. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald. N. J. B.-B. II. 1883. 589.
— Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 178.
Ferd. Zirkel, Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine. Bonn 1870.

Als Nephelingesteine sind hier alle durch das Fehlen eines eigentlichen Feldspats als wesentlichen Gemengteils neben Nephelin charakterisierten Ergußgesteine, sowie die mit ihnen verbundenen Intrusiv-

massen zusammengefaßt. Dieselben haben, wie ich schon in der 2. Auflage vermutend es aussprach, ein Äquivalent unter den Tiefgesteinen in dem Ijolith vom Berge Jivaara in Finnland und den Bekinkiniten von Madagaskar. Die Nephelingesteine gehören im weitesten Sinne des Wortes zu den basaltischen Gesteinen, bilden jedoch mit den Tephriten, Trachydoleriten, Leucitgesteinen, Melilithgesteinen und einer Abteilung der Limburgite, wahrscheinlich mit allen, eine engere Gruppe, welche durch petrographische, wie geologische Momente sich von den eigentlichen oder Feldspatbasalten z. T. recht deutlich scheidet, dagegen durch die Leucitite mit den Leucitophyren und durch die Nephelinite mit den Phonolithen in nahe Beziehungen tritt. So kennen wir keine direkten Übergänge von Nephelingesteinen zu Basalten. Dagegen scheinen direkte Übergänge innerhalb der Kontinuität eines einzigen geologischen Körpers zu den Leucitgesteinen, den Leucitophyren, den Melilithbasalten und den Limburgiten und Augititen vorzukommen.

Vor Einführung der mikroskopischen Methoden in die Petrographie waren nur wenige Nephelingesteine, welche man als Nephelindolerit, Nephelinbasalt, Nephelinfels, Nephelinit ziemlich willkürlich unterschied oder vielmehr benannte, bekannt. Die Kenntnis von der beträchtlichen Verbreitung dieser Gesteine wurde durch Zirkel's Basaltuntersuchungen inauguriert.

Mineralbestand der Nephelingesteine.

Alle Nephelingesteine enthalten als wichtigsten Gemengteil neben Nephelin einen pyroxenischen Gemengteil. Die relativen Mengen dieser beiden schwanken in weiten Grenzen, aber unverkennbar besteht eine Neigung zur Überwucherung des letztgenannten. — Neben dem Nephelin ist häufiger als man glaubt, etwas Sanidin oder Anorthoklas vorhanden, welcher sich durchweg als jünger denn Nephelin erweist. Leucit tritt besonders an gewissen Lokalitäten (Eifel, Erzgebirge, Afrika) gern zum Nephelin hinzu und verdrängt diesen gelegentlich vollständig. Melilith spielt in andern Gebieten (Hegau) eine ähnliche Rolle, ebenso der Eudialyt in Tasmanien. — Mineralien der Sodalithreihe (Sodalith, Hauyn und Nosean) begleiten den Nephelin gern, und ersetzen denselben nicht selten bis zu mehr oder weniger vollkommener Verdrängung, — Plagioklas als akzessorischer Gemengteil führt zu den Tephriten hinüber. — Sehr charakteristisch ist für die Nephelingesteine die Begleitung des Pyroxens durch einen rotbraunen bis blutroten Biotit, seltener durch Amphibolmineralien. — Eine klassifikatorische Rolle spielt der Olivin in den Nephelingesteinen, welche nach seinem Fehlen oder Vorhandensein in zwei Hauptgruppen zerfallen. — Der Erzreichtum ist ein sehr schwankender. Magnetit, oft titanhaltig, und Ilmenit sind im allgemeinen in den olivinhaltigen Arten reichlicher, als in den olivinfreien. — Perowskit ist sehr verbreitet, und pflegt besonders mit dem Eintritt von Melilith und Leucit an Menge stark anzuwachsen. — Chromit ist

ein verhältnismäßig seltener akzessorischer Gemengteil. — Apatit scheint gerade in Nephelingesteinen recht reichlich aufzutreten. — Die Rolle rein akzessorischer Gemengteile haben Melanit (nicht selten), Rhönit (häufig), Titanit und Zirkon (nicht allzuhäufig), Wollastonit (sehr selten), Spinnellide (unsicher) und Pseudobrookit (mehrfach).

Der Nephelin erscheint in den Nephelingesteinen in mehreren Formen. Er ist vollkommen idiomorph in den basishaltigen Gesteinen und mehr oder weniger idiomorph auch in den holokristallinen Vorkommnissen, wenn sie nephelinreich sind. Seine Kristalle sind dann kurz säulenförmig nach der Hauptachse und werden von $(10\bar{1}0)$, (0001), selten mit untergeordneten $(10\bar{1}1)$ begrenzt. Die Dimensionen in der Hauptachse sind etwa gleich oder wenig abweichend von den dazu senkrechten, nur selten erreichen sie in der Hauptachse das Doppelte von der dazu senkrechten Richtung; die Längsschnitte weichen daher wenig von einem Quadrat ab. Die Querschnitte sind Hexagone, an denen im Gegensatz zu den aufgewachsenen Kristallen niemals eine Abstumpfung der Kanten wahrgenommen wurde. — Sternförmige Wachstumsformen gibt Dannenberg aus den Auswürflingen des Leilenkopfes im Brohltale an. — Durch augenartige Anhäufung der Individuen entstehen hypidiomorph-körnige Aggregate von Nephelin, welche sich als solche oft erst im polarisierten Lichte erweisen. — Für die im ganzen seltene Zwillingsbildung der Nepheline sei auf die Arbeit von Esch über die Gesteine des Vulkans Etinde und die von Freudenberg über den Shonkinit vom Katzenbuckel, bezw. auf dieses Buch I. 2. Seite 109 verwiesen. — Bei den nephelinärmeren Gesteinen fehlt dem Nephelin oft die idiomorphe Ausbildung und er tritt dann bald in rundlich-eckigen Körnern, deren Begrenzung durch die übrigen Gemengteile bedingt wird, oder in Form größerer Tafeln (im Durchschnitt) auf, in welche die übrigen Gemengteile eingebettet erscheinen. Da in letzterer Gestalt auch der Sanidin vorzukommen pflegt, so tut man gut, sich durch Behandlung mit Salzsäure vor Verwechslung dieser beiden Mineralien zu bewahren. Die Unterschiede in der Lichtbrechung und Doppelbrechung sind nicht groß genug, um immer mit Sicherheit vor Irrtum zu schützen. Das oft überaus feine Korn mancher Nephelingesteine nötigt zu solcher Dünne des Schliffs, daß die Doppelbrechung der Nephelinsubstanz oft nur bei Anwendung von Gipsblättchen erkennbar wird. In solchen Fällen bedient man sich der Gelatination des Nephelins mit Salzsäure, die durch Tinktion dargetan werden kann, und des Auftretens von Kochsalzwürfeln in der Gelatine beim Eintrocknen zur Bestimmung. — Einen solchen, nicht idiomorphen Nephelinkitt hat man wohl als Nephelinfüllmasse oder nach einem Vorschlage von Bořicky Nephelinitoid bezeichnet. — Als Nephelin deutet man wohl auch unregelmäßig begrenzte, schwach doppelbrechende Flecken vom chemischen Verhalten des Nephelins in der farblosen Glasbasis mancher Gesteine. Es widerspricht den sicheren Erfahrungen und der Natur der Kristallbildung,

daß aus und in einem Magma kristallisierender Nephelin allotriomorph sei; man dürfte in solchen Fällen wahrscheinlich Zeolithe für Nephelin halten, welche sekundär in der Glasbasis entstanden sind. — Die Spaltbarkeit des Nephelins ist wegen der meist sehr geringen Dimensionen der Individuen nur selten durch Spaltrisse ausgedrückt. Dennoch scheint ihr die bei diesem Mineral so sehr verbreitete Zeolithisierung zu folgen. Die Individuen erhalten dadurch oft ein eigentümlich fasriges Aussehen (parallel, sehr selten senkrecht zur Hauptachse), welches ihnen den Habitus des Meliliths mit Pflockstruktur gibt. Eine oft mit diesem Vorgang verbundene gelbliche Färbung erhöht die Ähnlichkeit. Behandlung mit Schwefelsäure, wobei sich aus Melilith zahlreiche Gipsnadeln bilden, bewahrt vor Verwechslung bei geeigneter Ausführung der Operation. — Der Nephelin umschließt außer den älteren Gemengteilen Glas- und Gas-, wohl nur sehr selten Flüssigkeitseinschlüsse. — Der Nephelin ist nur selten in zwei Generationen ausgebildet.

Sanidin ist besonders in den nephelinreichen und olivinfreien bis olivinarmen Gesteinen als jüngstes Kristallisationsprodukt vorhanden; die Menge desselben kann recht beträchtlich sein (Katzenbuckel, Löbau); er ist barythaltig im Nephelinit von Meiches. Die Form desselben ist fast stets die eines auf größere Erstreckung hin einheitlich polarisierenden Kitts. Eigentümliche Röhrenbildungen, welche ursprünglich Flüssigkeitseinschlüsse gewesen zu sein scheinen, oder noch sind, zeigt er im Gestein des Katzenbuckels und von anderen Fundorten. Der Achsenwinkel ist oft auffallend klein, doch war die Dispersion immer horizontal, wo sie erkannt werden konnte. — In afrikanischen Nepheliniten wurde bisweilen Anorthoklas beobachtet.

Plagioklas und Leucit haben die Eigenschaften, wie bei den Tephriten. Auffallend ist es, daß der oft recht reichliche Leucit in dem allbekannten Nephelindolerit von Meiches nicht idiomorph ist, sondern allotriomorph gegen Augit und Nephelin. Doch findet sich dieses Verhalten auch sonst mehrfach in Leucittephriten und Leucitgesteinen.

Die Mineralien der Sodalithgruppe bilden nur ältere Einsprenglinge von oft bedeutenden Dimensionen bis zu winzigsten hinab, so daß es oft nicht möglich ist, mit Bestimmtheit zu entscheiden, ob sie der intratellurischen Generation angehören, oder zur Grundmasse gerechnet werden müssen. Ihre Form ist das Rhombendodekaëder, gelegentlich mit dem Oktaëder. Korrosionserscheinungen sind in ähnlicher Weise verbreitet, wie in Phonolithen und Tephriten. Die bekannten dunklen Ränder dieser Mineralien und die hellen äußersten Zonen folgen auch den Korrosionsumrissen. Es gibt eine nicht geringe Zahl von Vorkommnissen, in denen Hauyn oder Nosean den Nephelin bis zu vollständiger Verdrängung ersetzen.

Der Melilith hat die Form und die Eigenschaften, wie im Melilithbasalt. — Der Eudialyt wurde bisher nur in Tasmanien nachgewiesen und erscheint in idiomorphen oder gerundeten Kristallen.

Der Augit ist der am häufigsten in zwei Generationen auftretende

Gemengteil. Die intratellurischen Einsprenglinge* sind stets idiomorph in der Form des basaltischen Augits mit oft stark herrschendem, prägnante Tafelform bedingendem (100). Zonarstruktur parallel der Umgrenzung bei oft unregelmäßig begrenztem, also vor Absatz der jüngeren Schichten korrodiertem Kern, oder im Anschluß an Sanduhrform ist sehr verbreitet. Die Farben sind die gleichen, wie im Basalt; doch kommen in den nephelinreichen Gesteinen sehr oft allein oder neben grünlichen bis farblosen in reichlicher Menge violette bis nelkenbraune oder rotbraune Augite vor, die mehr oder weniger titanreich sind. Sie zeigen deutlichen bis starken Pleochroismns, wobei die in der Achsenebene schwingenden Strahlen stets gelb bis gelbbraun, die dazu senkrecht schwingenden rotbraun, violett, nelkenbraun oder grün sind. Der herrschende Pyroxen dürfte ein schwach Tonerde- und Alkalien-haltiger von diopsidischem Charakter sein, zumal in den mehr salischen Gesteinsformen. — Titanaugite und die selteneren normalen basaltischen Augite sind vorwiegend in den femischen Nephelinbasalten anzutreffen. — Aus den Auslöschungsschiefen der zonargebauten Augiteinsprenglinge in Schnitten nach (010) läßt sich oft schließen, daß die Schalen nach außen hin alkalireich werden. Die Unterschiede der Auslöschungsschiefen zwischen Zentrum und Peripherie betragen bisweilen bis zu 30°. — Zwillingsbildung nach (100) ist sehr verbreitet; zwischen die beiden Hälften schieben sich oft zahlreiche Lamellen in Zwillingsstellung ein. — Die Spaltbarkeit ist zumeist sehr deutlich. — Orangegelbe bis grünlichgelbe Augite finden sich am Katzenbuckel, in

* Rinne beschreibt größere, „protogene", d. h. alten konkretionären Ausscheidungen angehörige, Augite aus dem melilithführenden Nephelinbasalt des Hohenberges (Hamberges autorum) bei Bühne in Westfalen und des Burgberges bei Grebenstein in Hessen, welche angeschmolzen erscheinen, und schon makroskopisch matt und bräunlichviolett aussehende und glasartig glänzende, tief grünlichschwarze Teile, letztere meist in der Mitte der Kristalle unterscheiden lassen. Die Erscheinung wird durch Einschlüsse bedingt. Die glänzenden Kristallteile enthalten nur Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse, die matten daneben viel Olivinkörner, oft zu mehreren parallel geordnet, und außerordentlich viel Einschlüsse von farblosem Glase, deren Dimensionen nach dem Rande des Wirtes hin oft bemerkbar größer werden. Außerdem besitzen diese „protogenen" Augite gegen das Gestein hin eine gelblich-rötliche Randzone, während die Hauptmasse derselben im Dünnschliffe farblos ist. Auch rhombische „protogene" Pyroxene wurden beobachtet, die gleichfalls eine an Olivineinschlüssen reiche Randzone haben, welche grünlichweiss bis gelblichweiss aussieht. Die Substanz dieser Randzone zwischen den Olivinen ist gelblichweiss bis gelblichbraun, globulitisch gekörnelt, fasrig struiert und sehr schwach doppelbrechend. Gegen den Basalt hin werden diese rhombischen Pyroxene bisweilen von einem Magnetitkranz oder einem Saum von monoklinen Augitkriställchen eingefaßt. — Daneben treten die bekannten Olivinfelsknollen im Gestein von Bühne auf, aus denen Rinne die isolierten Augite und Bronzite ableitet und an deren Gemengteilen dieselben Verschlackungsphänomene, wie oben, zu beobachten sind. — Endlich kommen „protogene" Feldspate und gabbroähnliche Massen vor (basischer Plagioklas, Olivin, diallagähnlicher Augit, etwas Bronzit und akzessorisch grüner und violblauer Spinell in hypidiomorph-körnigem Gefüge). Rinne hält diese ebenso wie den Olivinfels für alte intratellurische Entwicklungsformen des basaltischen Magmas. Die Beschreibung erinnert sehr an den „Anorthitfels" im Eisenbasalt von Uifak (S. 1256).

der Eifel (Hannebacher Ley), und auf den Inseln des Grünen Vorgebirges. Am Katzenbuckel wies LATTERMANN durch die quantitative Analyse des normalen diopsidischen und des daraus hervorgegangenen gelben Pyroxens im Shonkinit nach, daß ein, wahrscheinlich pneumatolytischer, Oxydationsvorgang die Umwandlung bedingte (vergl. oben S. 424). — Unter den Einschlüssen herrschen neben den älteren Ausscheidungen (Magnetit, Apatit, auch wohl Biotit, Amphibol, Hauyn) die Glaseinschlüsse. In manchen Nephelingesteinen nehmen diese Interpositionen den größeren Teil der Augitdurchschnitte ein (Katzenbuckel).

Die Augite der Grundmasse sind meistens ebenfalls idiomorph und zeigen die gleichen Formen. Ihre Farbe ist gewöhnlich eine grünliche und sie besitzen keinen wahrnehmbaren Pleochroismus. Auch die Einschlüsse fehlen. — Wo nur eine Augitgeneration vorhanden ist, sind die einzelnen Individuen oft verschiedenfarbig oder sie besitzen auch zonare Struktur. — Selbst da, wo den Grundmasseaugiten die scharfe Kristallform fehlt, ist der prismatische Habitus wohl erkennbar.

Ägirinaugit und Ägirin wurden nur in gewissen Typen, dann aber oft sehr reichlich (Cabo verde, Fernando Noronha, Katzenbuckel) beobachtet und erwiesen sich durchweg als jüngeren Ursprungs in selbstständigen Individuen und als Mäntel um basaltischen oder Titanaugit. In den Nepheliniten erscheint der Ägirinaugit recht oft als Einsprengling aus der intratellurischen Periode und kehrt dann in der Grundmasse wieder.

Der Biotit ist in gelappten mikroskopischen Blättchen sehr verbreitet in den Nephelingesteinen. Immer von brauner bis roter Farbe liegt er bald regellos im eigentlichen Gesteinsgewebe, bald umrandet er oder hängt sich doch an die Eisenerze und den Olivin. In größeren Einsprenglingen von oft scharfer idiomorpher Begrenzung, oft auch mit stark korrodierten Umrissen führen ihn besonders manche grobkörnige und nephelinreiche Typen. Er zeichnet sich hier gewöhnlich durch merkliche Schiefe der Auslöschung gegen die Spaltbarkeit und durch Zwillingsbildung nach dem TSCHERMAK'schen Gesetz aus. Derselbe gehört z. T. zum Anomit und ist nicht selten stark titanhaltig.

Hornblende ist weit seltener vorhanden als Biotit und fehlt den normalen Typen meistens ganz. Sie verhält sich, wenn sie Einsprenglinge bildet, ganz ebenso, wie in den Hornblendebasalten und Tephriten, ist stark korrodiert und oft zu einem Gemenge von Biotit und Magnetit umgewandelt. So beschreibt es z. B. SIEGERT von den Nephelinbasalten des Blattes Löbau-Herrnhut.

Eine sehr große Verbreitung hat der Rhönit in sämtlichen Typen der Nephelingesteine als eine der jüngsten Bildungen. J. SOELLNER, dem wir die Kenntnis dieses noch immer nicht in allen seinen Eigenschaften und Beziehungen ganz klaren Minerals verdanken, stellte auch dessen Häufigkeit in den Nephelingesteinen fest.

Der Olivin hat genau die Eigenschaften wie im Basalt. Es scheint jedoch, als komme in den Nephelingesteinen eine jüngere Gene-

ration von Olivin nicht vor. Zwillingsbildung nach (011) und (021) wird mehrfach angegeben (LENK, RINNE, STOCK, SOELLNER u. a.) und ist nicht selten. Neben der normalen Umwandlung zu Serpentin findet sich auch die Iddingsitpseudomorphose, welche schon LENK aus der Süd-Rhön beschreibt. Merkwürdig ist die Beobachtung SOELLNER's, daß sich um die kleinen Olivine der Nephelinbasalte der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön (südliche Kuppe, Hahnenknäuschen und Lösershag bei Oberbach) zunächst ein schmaler Mantel von filzartig verwobenen grünen Augitmikrolithen und dann eine dünne, einheitlich polarisierende Nephelinhülle legt. Daß der Olivin der Nephelinbasalte bisweilen Ca-haltig sei, geht aus Angaben von QUIROGA (Nephelinbasalt von Beteta in der Serrania de Cuenca) und LEPPLA und SCHWAGER (Nephelinbasalt von Oberleinleiter im Fichtelgebirge) hervor.

Magnetit und Ilmenit sind schwer zu trennen, da der Magnetit, auch bei scharfer Oktaëderform, oft recht reich an Titan ist. Verwachsungen von Magnetit mit Ilmenit in der Form des krappbraun durchsichtigen Titaneisenglimmers studierte LATTERMANN in den Katzenbuckel-Gesteinen. Die Täfelchen des letzteren lagen der Oktaëderfläche des Magnetits parallel eingeschaltet und ließen sich durch Auflösen des Magnetits in Salzsäure im Schliffe in ursprünglicher Stellung isolieren*.

Der Apatit erreicht in den Nephelingesteinen bisweilen (Kaiserstuhl, Katzenbuckel, Löbau, Wickenstein, Ober-Wiesenthal im Erzgebirge) solche Dimensionen, daß man ihn mit bloßem Auge wahrnimmt. Dann enthält er oft zentral, der Hauptachse parallel, lang fadenförmige Glaseinschlüsse, die eine förmliche Achse in demselben bilden**. — Violette, bläuliche und graue Färbung und dann deutlicher Pleochroismus sind keineswegs selten.

Unter den akzessorischen Gemengteilen sind Melanit, Melilith und Perowskit so häufig vorhanden, daß es keiner Angabe besonderer Fundpunkte bedarf. Skelettartige Wachstumsformen des Perowskits beschreibt ESCH aus Nepheliniten des Vulkans Etinde in Kamerun; die bekannte anormale Doppelbrechung dieses Minerals scheint vorwiegend bei den größeren Kristallen vorzukommen, fehlt dagegen den sehr kleinen. Leukoxenartige Hüllen um Perowskit beobachtete TANNHÄUSER im Nephelinbasalt vom Cerro de Madera, Prov. Cordoba, Argentinien. — Titanit kommt in den Nepheliniten der Inseln des Grünen Vorgebirges, im Nephelinit des Ober-Wiesentaler Eruptivstocks, im Massai-Land u. a. O. in wechselnder, aber nie in großer Menge vor. — Zirkon wurde besonders von THÜRACH mehrfach nachgewiesen. — Wollastonit wurde von MÜGGE im Nephelinit des Massai-

* Unveröffentlichte Beobachtung.

** STOCK gibt an, daß die großen Apatite im Löbauer grobkörnigen Nephelindolerit eine Achse haben, welche ein feinkörniges Gemenge der Gesteinsgemengteile darstellt.

Landes beobachtet; er ist geneigt, denselben für eine Ausscheidung aus dem Magma zu halten, trotzdem er konstant von einer Schmelzzone umgeben ist, die dann natürlich analog dem Resorptionshofe der Biotite und Amphibole in Phonolithen und andern Gesteinen zu betrachten wäre. — Pleonast gibt Sandberger aus dem Katzenbuckeler Nephelingestein an; ich habe ihn nie finden können.

Struktur der Nephelingesteine.

Die Struktur der Nephelingesteine ist, wie diejenige der Basalte, bei der häufigsten und normalen Ausbildung entsprechend der effusiven Natur dieser Felsarten die porphyrische, und zwar in den meisten Fällen wohl die holokristallin-porphyrische. Einsprenglinge in dem Sinne, daß diese intratellurische Bildungen sind, stellen außer den Eisenerzen, dem Apatit, dem Perowskit, Titanit, Melanit, Hauyn (als Sammelbezeichnung für alle Mineralien der Sodalithfamilie) und Olivin fast nur die Glieder der Pyroxen-, Amphibol- und Biotitreihe. Recht selten und mit Vorliebe in Gesteinen, welche sich dem phonolithischen Habitus nähern, bildet auch der Nephelin oder ein Sodalithmineral, an einzelnen Fundorten begleitet von Leucit, unverkennbare Einsprenglinge. Daß indessen die Nephelinbildung z. T. wenigstens auch in die intratellurische Periode fällt, ergibt sich aus dem gelegentlichen Auftreten dieses Minerals als Einschluß. Die Reihenfolge dieser intratellurischen Ausscheidungen festzustellen, ist hier ebenso schwer, wie beim Basalt. So findet man Biotit in Augit und umgekehrt, Melanit in Augit und umgekehrt, Augit in Hauyn und umgekehrt. Wenn nun auch diese Verhältnisse auf eine lange Periode gleichzeitigen Wachstums dieser verschiedenen Mineralgemengteile hinweisen, so ist doch die Häufigkeit und Regelmäßigkeit der gegenseitigen Umhüllungen eine sehr verschiedene und man kann es als Regel hinstellen, daß die Bildung des Apatits, der Eisenerze, des Perowskits, des Zirkons und des Titanits den Kristallisationsprozeß des Magmas einleitete. Diese Mineralien sind durchweg idiomorph und kommen in allen andern eingewachsen vor, während sie selbst die andern niemals umschließen. Immerhin hat die Magnetitausscheidung wohl noch oft weit in die Bildungsperiode selbst des Nephelins hineingereicht, wenn nicht der Idiomorphismus des Nephelins gegenüber manchen Magnetiten auf Kristallisation der letzteren in der Effusionsepoche schließen läßt. — Ein zweiter Abschnitt beginnt mit der Kristallisation des Olivins, welcher in allen farbigen und farblosen Gemengteilen als Einschluß in oft recht korrodierter Form auftritt, dagegen jene niemals einhüllt. Auch die Glimmerbildung ist ein früher Akt gewesen, scheint aber bis tief in die Augitausscheidungsperiode hinein fortzudauern. Amphibol ist ein zu seltener Gemengteil, um Allgemeines über seine Entstehungszeit sicher feststellen zu können. — Die Ausscheidung der intratellurischen Augite hat wohl früher begonnen, als diejenige der Nepheline, aber jedenfalls, wie diese, bis zum

Schluß der intratellurischen Periode angedauert. — Die Hauynmineralien müssen sehr früh begonnen haben sich auszuscheiden und auch ihre Bildung geht bis an den Schluß der intratellurischen Periode. — In den meisten porphyrischen Nephelingesteinen liegen diese Verhältnisse viel einfacher; dort treten nur Apatit und Erze, Olivin und Pyroxen zweifellos intratellurisch auf. — Melilith scheint allenthalben älter zu sein als Nephelin, sowohl in der intratellurischen, wie in der Effusionsperiode.

Während der Effusionsperiode beginnt die Kristallisation wohl wieder mit dem Eisenerz, Olivin und Augit, dann folgen Nephelin, die Sodalithmineralien, die Alkalipyroxene, der Rhönit und der Sanidin. Doch muß man sich erinnern, daß wohl kaum je alle diese Gemengteile in einem und demselben Vorkommen anzutreffen sind. Endlich schließt der Vorgang der Gesteinsverfestigung eventuell mit der amorphen Erstarrung eines Kristallisationsrückstandes. Daß bei verschiedenen Vorkommnissen die amorphe Erstarrung des Magmas verschieden früh eintrat, ergibt sich aus der selten braunen, gelblichen oder auch grünlichen, meistens wasserhellen Farbe der Basis. Die genannten Farben deuten wohl an, daß noch kristallisierbare Pyroxensubstanz im Magma vorhanden war, die Farblosigkeit dürfte das Gegenteil besagen.

Manche Nephelingesteine scheinen überhaupt keine Periode intratellurischer Kristallisation besessen zu haben; bei andern ist dieselbe vielleicht auf Apatit- und Olivin-, sowie etwas Erzausscheidung beschränkt geblieben.

Die leichte Kristallisierbarkeit von Nephelingesteinsmagmen ist wohl die Ursache der Seltenheit von vitrophyrischen Formen in dieser Gruppe. Mir sind solche nur in Handstücken von Getürms bei Angerod und aus Deutsch-Ostafrika bekannt geworden und auch in der Literatur werden sie nur selten in typischer Ausbildung erwähnt. Charakteristisch ist es, daß die jedenfalls in ihrer normalen Entwicklung jäh gestörten Auswürflinge des Leilenkopfes im Brohltal nach Dannenberg glasreich sind. — Geringe Mengen von Glas sind nicht gerade selten. In der Natur der Gemengteile liegt es, daß dieses dann fast immer einen allgemein verbreiteten Kitt und nur selten eine Art Zwischenklemmungsmasse bildet. Doch kommt auch diese, und zwar in denselben Formen wie bei den Basalten vor, so z. B. bei Löbau und in verwandten, grobkörnigen Gesteinen. Sie ist dann nur selten rein glasig, weit häufiger durch Wachstumsformen von Erzen und Augit, und durch trichitische Feldspat- (z. T. erkennbare Plagioklas-) Fäden in gelegentlich sphärolithischer Anordnung entglast.

Wie bei den Basalten kommt auch bei Nephelingesteinen vielfach ein abrupter Wechsel in der Natur der Glasbasis vor; in farblosem Glase liegen tiefbraune rundliche oder unregelmäßige Flecken, wohl auch längere Schlieren oder umgekehrt, wobei oft die eine Basis von Salzsäure angegriffen wird, die andere nicht. In sehr vielen Fällen

liegen dann nachweislich durch das Basaltmagma eingeschmolzene Einschlüsse vor, deren Reste oft noch erkennbar sind. Dann ragen vom eigentlichen Gestein her gern vom normalen abweichende Augitmikrolithe in das fremde Glas wie in einen Mandelraum hinein oder in dem fremden Glase liegen in abweichender Anordnung. besonders gern in chondrenähnlichen Häufchen fremdartige Augitmikrolithe, wohl auch begleitet von andern fremden Neubildungen. Es kann oft recht schwer werden, solche aus eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten entstandene Augithäufchen von dem Gestein selbst angehörigen, ocellaren Anhäufungen desselben Minerals zu unterscheiden. Eine solche zentrische Anhäufung der Augitmikrolithe kann so durchgreifend in einem Nephelingestein ausgebildet werden, daß fast nephelinfreie Flecken mit fast augitfreien wechseln, so daß die Dünnschliffe für bloßes Auge und Lupe eigentümlich fleckig erscheinen.

In manchen Nephelingesteinen findet man die intratellurischen Bildungen zu kleineren und größeren Nestern vereint. Diese können einerseits sehr bedeutende Dimensionen erreichen und andererseits zu mikroskopischen Größen herabsinken. Es ist dies ein Vorgang, der sich in allen Effusivgesteinen beobachten läßt. Diese intratellurischen Aggregate erscheinen dann fast in Form und Aussehen, wie fremde Bestandmassen im normalen Gestein. Sauer, der dieselben in mannigfachster Ausbildung im Nephelingestein des Oberwiesentaler Eruptivstocks beobachtete, nannte sie endogene Einschlüsse. Ähnliches beschreibt Stelzner vom Podhorn. Wie gelegentlich der Besprechung der Granitstruktur erörtert wurde, ist von solchen Massen hypidiomorphe und miarolitische Struktur zu erwarten und tatsächlich findet sich diese fast regelmäßig. Denkt man sich nun ein Nephelinergußgestein unter solchen Bedingungen zum Ausbruch gelangt, daß die Verhältnisse ähnlich wie bei einem Tiefengestein verlaufen, beziehungsweise unter der Erdoberfläche kristallisierend, so kann ein ganzer Gesteinskörper diese Struktur erlangen. Im zweiten Falle stellte das Gestein im eigentlichsten Sinne ein Tiefengestein dar, im ersten Falle würde eine hypidiomorph-körnige Struktur durch Ineinanderfließen der intratellurischen und Effusionsperiode entstehen. Die letztere Form der hypidiomorphkörnigen Struktur, wobei die intratellurischen Bildungen nach der Eruption weiter wachsen, ist sehr verbreitet; die Häufigkeit derselben gegenüber saureren Gesteinen erklärt sich wohl durch die leichte Kristallisierbarkeit der Nephelingesteinsmagmen. Daß bei letzterem Vorgange die miarolitische Struktur mehr oder weniger vollständig verschwindet, ist leicht verständlich.

Schlackige Strukturformen kommen hier wie bei allen Effusivgesteinen vor. In den Hohlräumen sammeln sich gern die zeolithischen und delessitischen Zersetzungsprodukte der metasomatischen Periode der Gesteinsgeschichte.

Fluidale Phänomene werden wesentlich nur durch die Anordnung der pyroxenischen Gemengteile hervorgerufen.

Klassifikation der Nephelingesteine.

Die älteren Einteilungen der Nephelingesteine berücksichtigten ausschließlich das Korn derselben, und unterschieden analog wie bei den Basalten in Nephelindolerite und Nephelinbasalte. — Boŭicky, welcher alle tertiären Nephelingesteine Böhmens, soweit sie nicht durch ihren Sanidingehalt zu den Phonolithen gehören, als Nephelinbasalte zusammenfaßt, gliedert diese nach dem vorhandenen oder fehlenden Idiomorphismus des Nephelins und der davon abhängigen Sicherheit der Bestimmung dieses Minerals in Nephelinite und Nephelinitoïde. Jede dieser Gruppen wird dann nach dem Korn des Gesteins in Unterabteilungen zerlegt. Überdies scheidet er von den Nephelinanamesiten eine Gruppe wegen ihres Reichtums an Nosean als Noseanite ab.

An dieser Stelle sollen die Nephelingesteine nach ihrem fehlenden oder vorhandenen Gehalt an Olivin in Nephelinite (olivinfreie) und Nephelinbasalte (olivinreiche Nephelingesteine) geschieden werden. Diese beiden Abteilungen sind in keiner Weise scharf und absolut voneinander getrennt, vielmehr durch olivinarme Glieder vielfach miteinander verbunden. In ihren normalen und häufigsten Repräsentanten sind sie jedoch, wie mineralogisch, so auch chemisch, in vielen Fällen auch durch geologische Momente gut charakterisiert. Während die Nephelinbasalte eine im ganzen sehr einheitliche und fast allenthalben mit den gleichen Hauptcharakteren auftretende Abteilung der Nephelingesteine darstellen, muß man unter den Nepheliniten eine Anzahl verschiedenartiger Typen zusammenfassen, welche eine einheitliche Darstellung ihrer Eigenschaften kaum gestatten.

Nephelinite.

Den bekanntesten Typus der Nephelinite — ihm bleibe der Namen **Nephelindolerit** — bilden die sogenannten Nephelindolerite von Meiches im Vogelsberg, Löbau in der Lausitz, vom Schreckenstein und mehreren Punkten der Umgebung von Aussig, von Podhorn bei dem Dorfe Abaschin unfern Marienberg in Böhmen, aus dem Oberwiesentaler Eruptivstock im Erzgebirge, vom Wickenstein bei Querbach in Schlesien und von der Stopfelskuppe bei Eisenach. Diese Gesteine haben bei grobem Korn vorwiegend hypidiomorphkörnige Struktur, welche durch Aufnahme einer zwischen die Gemengteile eingeklemmten Mesostasis gern in eine typisch intersertale Struktur übergeht (Löbau, Wickenstein, Gegend von Aussig, Stopfelskuppe). Mineralogisch ist dieser Typus dadurch ausgezeichnet, daß neben Nephelin der charakteristische, pleochroitische, bräunlich-rot durchsichtige Augit der natronreichen basischen Ergußgesteine den herrschenden Gemengteil bildet, neben welchem Biotit im ganzen spärlich, Hornblende kaum je auftritt, während Sanidin, z. T. barythaltig, fast allenthalben, Plagioklas seltener, Leucit nur bei Meiches erscheint, und das Eisenerz Titaneisen oder

titanhaltiges Magneteisen ist. Sie sind nephelinreich, der Nephelin ist aber oft stark zeolithisiert (Wickenstein, Schreckenstein, Stopfelskuppe). — Geologisch ist dieser Typus anscheinend an Nephelinbasalt gebunden. So tritt das Gestein von Meiches nach Sommerlad entweder gangförmig oder als größere Ausscheidungen in Nephelinbasalt unter Tage auf, während oberflächlich Feldspatbasalt ansteht. Dasselbe enthält akzessorisch Sodalith und Titanit. — Das Gestein von Podhorn bildet Nester in Nephelinbasalt und enthält gleichfalls Sodalith. — Die nahe Beziehung des Gesteins von Wickenstein bei Querbach zu Nephelinbasalt wird von J. Roth und Trippke hervorgehoben; es bildet zentrale Massen in solchem. — Der fast ganz olivinfreie Nephelinit (sog. Nephelindolerit) vom Schreckenstein bildet, wie J. E. Hibsch dartat, gangartige Schlieren im dichten Nephelinbasalt am Südabhang des Schanzberges. Die Mächtigkeit der oft apophysenartig verzweigten Massen wechselt im Streichen von mehreren Metern bis auf wenige Dezimeter, ja auf Zentimeter und öfter keilen sie sich aus. Die Grenze gegen den dichten Basalt ist meistens scharf, aber aus dem Basalt ragen auch Augitkriställchen frei ausgebildet in den Nephelinit hinein und die Augite des Nephelinits stehen oft senkrecht zur Basaltgrenze. Das ist dasselbe Verhalten, wie es die pegmatitischen Schlieren im Granit zeigen. — Einen ebensolchen, noch mächtigeren Nephelindolerit ohne Olivin beschreibt Hibsch aus der Gaute auf Blatt Bensen des böhmischen Mittelgebirges. — Für den Nephelinit der Stopfelskuppe bei Eisenach hat Bornemann die Gangnatur erwiesen. Die Gänge sind auffallend schmal, fußbreit, bis zu wenigen Zentimetern herabsinkend. — Lenk fand grobkörnige und apatitreiche Nephelindolerite in der »Höhe« westlich von Leubach bei Fladungen am Ostrande der Langen Rhön, der sich gleichfalls aus Nephelinbasalt entwickelt und von glasreichen Trümern durchzogen wird. — Auch im dichten Nephelinbasalt des Roßberges bei Roßdorf unfern Darmstadt und im shonkinitischen Trachydolerit des Steinsberges bei Weiler unfern Sinsheim im badischen Baulande setzen solche sogenannte Nephelindolerite in Form von Schlierengängen auf. Aus dem erstgenannten Vorkommen hebt E. Becker ebenso, wie Hibsch vom Schanzberge, die zum Salband senkrechte Stellung der Augitkristalle und außerdem eine merkliche Anreicherung des Apatitgehaltes an der Grenzfläche hervor. — Ebenso steht das Löbauer Gestein in nächster Beziehung zu Nephelinbasalt. Nach Siegert bildet es Schlieren in Nephelinbasalt, deren Grenze nicht scharf, sondern ausgezackt und buchtig ist. Obschon der Übergang aus dem einen Gestein in das andere ein recht rascher ist, kommen doch anamesitische Zwischenformen vor. — Der doleritische Nephelinit des Oberwiesentaler Eruptivstocks findet sich nach Sauer wesentlich im Zentrum des Stocks auf der Höhe des Zirolberges. Das Gestein nimmt Olivin in kleiner Menge und titanhaltigen Biotit auf, mit dessen Eintritt der sonst verbreitete Perowskit verschwindet. Nach der Peripherie hin wird das Gestein porphyrisch, wobei Augit und Hauyn die Einsprenglinge bilden.

sehr oft hauynreich und dabei stark perowskithaltig. Dann tritt auch farbloses bis hellbraunes, natronreiches und mit Salzsäure gelatinierendes Glas in der Grundmasse gelegentlich sehr reichlich auf; derartige Ausbildungsformen finden sich nicht nur randlich, sondern auch in der Durchtrümerungszone des Stocks SO. von Stolzenhann und N. vom Böhmisch-Wiesenthaler Kirchhof. Selten sind leucithaltige Abarten, deren durchweg zu Analcim umgewandelter Leucit nur Einsprenglinge bildet. Auch diese Formen sind hauyn- und glasreich. Im Nephelinit, zumal auf der Höhe gegenüber dem Friedhof von Böhmisch-Wiesental, finden sich zahlreich Sauer's »endogene Einschlüsse«, welche sich in mannigfachster Kombination aus Augit, Nephelin, Amphibol, Biotit, Magnetit, Ilmenit, Perowskit, Titanit und einem melanitähnlichen Mineral mit hohem Titansäuregehalt ($SiO_2 = 29.15$, $Al_2O_3 = 6.50$, $TiO_2 = 10.84$, $Fe_2O_3 = 21.92$, $CaO = 29.40$, $MgO = 0.98$, Sa. = 98.79) aufbauen. — In außerordentlich grobkörniger und normaler Zusammensetzung fand sich dieser Typus gelegentlich in Blöcken, welche in der Streitgasse bei Oberbergen im Kaiserstuhl unter dem Löß herausragten.

Lacroix beschreibt Gänge von Nephelinit vom Puy de Saint-Sandoux (Puy-de-Dôme), die er mit dem Gestein von Meiches vergleicht. — Grobkörnige Nephelindolerite mit reichlichem Gehalt an Sodalith, aber auch an Olivin schildert G. H. Williams von der Insel Fernando de Noronha.

Faßt man alle diese Vorkommnisse in ihrem geologischen Zusammenhange auf, so ergibt sich, daß manche der grobkörnigen Dolerite wohl intratellurische Bildungen, die meisten aber gangförmige Massen sind, denen man nach ihrem Verhalten gegen den Nephelinbasalt mit Becke und Hibsch dieselbe Stellung wird anweisen müssen, wie den Pegmatitgängen und Pegmatitmassen zu den Graniten. Damit aber würden diese Gebilde entweder des Gesteinscharakters verlustig werden und zu den begleitenden Bestandmassen und Einschlüssen herabsinken oder im günstigsten Falle, wenn ihnen volle geologische Selbständigkeit nicht abzusprechen wäre, zu den pegmatitischen Ganggesteinen gestellt werden müssen.

Nephelinite im engeren Sinn mit voller geologischer Selbständigkeit und den wesentlichen Eigenschaften der Ergußgesteine kennt man seit längerer Zeit in einem weiter unten zu besprechenden femischen Typus in weiterer Verbreitung auf europäischem Boden. In großer Mannigfaltigkeit, bei salischem und femischem Charakter, und mit zahlreichen Zwischenformen, in Strömen und Gängen, sind sie erst seit wenigen Jahren auf dem für die Alkaligesteine so wichtigen afrikanischen Kontinente aufgefunden worden. So liegen sie mir in Handstücken von zahlreichen Punkten verschiedener Vulkane des ostafrikanischen Grabens in näherer und weiter Umgebung des Natronsees Magad vor, die von den Herren Prof. K. Uhlig und Dr. Jaeger auf der Otto Winter-Expedition gesammelt wurden und teils von losen Blöcken in den Tuffen, teils von älteren und jüngeren Strömen stammen. Ein durchaus holokristallin-porphyrischer Typus zeigt in meistens sehr dichter Grundmasse,

die sich wesentlich aus Nephelin und kurzen Stengelchen oder längeren Nadeln von Ägirinaugit oder Ägirin mit nur sehr wenig, oft auch ohne Eisenerz aufbaut, Einsprenglinge von Nephelin und von Ägirinaugit als wesentlichen Gemengteilen. Die Ägirinaugiteinsprenglinge schwanken an den verschiedenen Fundpunkten von Mischungen, in denen die Auslöschungsschiefe von $c : a = 35^0$ bis zu 10° schwankt. Titanit ist in kleinen Mengen oft unter den Einsprenglingen vertreten. Perowskit in bisweilen schon mit der Lupe sichtbaren Kriställchen von oft recht tiefer Farbe und braun-durchsichtiger Melanit in scharf idiomorphen Kriställchen stellen sich mehrfach in der Grundmasse ein (Embagai-Krater, $^3/_4$ Stunden N. von Engaruka, WNW. vom Vulkan Meru, Inseln in der SW.-Ecke des Sees Magad). Die Lokalitäten, von denen dieser Typus vorliegt, sind der Emugur Remaschatj, der Mossonik (z. T. so reich an Einsprenglingen, daß die Grundmasse auf den ersten Blick fast zu fehlen scheint, z. T. wie in einem Handstück vom Gipfel des Berges durch ein Sodalithmineral in Einsprenglingen neben Nephelin und durch einen nicht ganz unbeträchtlichen Gehalt an Sanidin in der Grundmasse dem Phonolith sich nähernd) und eine Kraterruine an der SW.-Ecke des Sees Magad, der Ausgang des südlichen Essero-Cañons, der in die SW.-Ecke des Sees mündet, der erste Steilrand südlich vom Engare Olossagon, der sich nördlich vom Mossonik in den See ergießt (junge Lava mit kleinen Sodalith-Einsprenglingen neben spärlicheren großen von Nephelin), der Südfuß des Essimingori, WSW. vom Meru und NO. vom See Laua ya Mueri (mit Sanidin und etwas gelbem Glase in der Grundmasse, und nach den Phonolithen hinüberführend), Ostfuß des Oldonyo l'Engai südlich vom Magad-See (durch Sanidin als Einsprengling und in der Grundmasse und nicht ganz spärlichen Titanit dem Phonolith nahestehend), der Shomboli an der NO.-Ecke des Sees Magad (ein Handstück ist einsprenglingsarm, unfrisch und enthält kleine, mit Zeolithen und Calcit erfüllte Mandeln) und seine Vorhügel, der Oldonyo Sambu in der NW.-Ecke des Magad, Weg vom Meru nach Aruscha. Auch vom Meru selbst bei 4100 m Höhe liegt dieser Tyus vor. —

Auch in vitrophyrischer Ausbildung kehrt dieser Normaltypus der Nephelinite an vielen Punkten wieder, so am zweiten Steilrand nahe dem Fuß des Mossonik bei 1100 m Höhe, mit kleinen Einsprenglingen von Nephelin und spärlichen Mandelräumen in einer bräunlich gelben Grundmasse aus zeolithisiertem Nephelin, Ägirinaugit und Perowskit in gelber Glasbasis, am Ostabhang des Oldonyo l'Engai mit Einsprenglingen von Nephelin, etwas Sanidin, dem Ägirin nahe stehendem Ägirinaugit, Titanit und Perowskit in gründurchsichtiger reichlicher Glasbasis mit etwas Ägirin, Nephelin und vereinzeltem Sanidin, am Westfuß des Shomboli mit schlanken Nadeln von Diopsid und Ägirinaugit, nicht eben spärlichem Magnetit und etwas Nephelin in farbloser Glasbasis, und an mehreren Punkten des Meru mit wechselndem Mengenverhältnis zwischen Basis und kristallinen Ausscheidungen, am Westabhang dieses Berges auch mit akzessorischem Leucit.

Vom Fuß des Ruwenzori am Westufer des Victoria Nyanza beschreibt G. T. Prior ebenfalls perowskitführende Nephelinite. — Einen noch mehr ausgesprochen salischen Charakter dürften die durch das vollständige Fehlen pyroxenischer Einsprenglinge, statt deren hie und da Biotit erscheint, durch die Armut an farbigen Gemengteilen und die Häufigkeit des Ägirins in Mikrolithenform charakterisierten Nephelinite von den Inseln des Grünen Vorgebirges haben, die C. Doelter von S. Antaõ beschrieben hat. Es sind Gesteine von ausgesprochen grüner Farbe mit scharf idiomorphen Nephelinen in zwei Generationen, der von Sanidin in bald nur vereinzelten, bald reichlicheren Leisten begleitet wird. Die Annäherung an Phonolithe und Tinguaite ist ebenso groß, wie bei den Meru-Gesteinen, von denen bereits Rosiwal berichtete, der darin auch etwas braunen Akmit beobachtete.

Diesem Typus ist jedenfalls nahe verwandt ein Vorkommen, welches schon Mügge von dem noch tätigen Vulkan Dönjo Ngai (heute heißt er Oldonyo l'Engai) im Massai-Lande, SO. Afrika, beschreibt. Ein grobkörniges Gemenge von Nephelin und Augit mit etwas grünem Glase in intersertaler Struktur führt akzessorisch Melanit (mit Resorptionserscheinungen), Wollastonit (auch in Drusen aufgewachsen) und Titanit. Magnetit fehlt. Die Resorptionsphänomene im Melanit (starke Trübung durch kleine opake Körner, welche das Mineral erfüllen), steigern sich in glasreicheren Varietäten des Gesteins zu vollständiger Schmelzung desselben, so daß ein Individuum dieses Minerals halb aus Melanit, halb aus einem braunen Glase von hohem spezifischem Gewicht (es fällt in Scheideflüssigkeiten mit den schwersten Gemengteilen) und leichter Angreifbarkeit durch Salzsäure besteht. Durch gänzliche Auflösung des Melanits entstehen Glasschlieren.

Einen dichten, durch Nephelin und spärlichen Sanidin porphyrischen Nephelinit und eine andere, durch Augit und Hornblende porphyrische Varietät beschreibt G. T. Prior von der Insel Trinidad im südatlantischen Ozean, wo sie zusammen mit Phonolith und Limburgit auftreten. — Von europäischem Boden ist mir nur ein von de Lorenzo beschriebenes Vorkommen bekannt geworden, welches in dunkelgrauer, dichter Grundmasse sehr kleine Einsprenglinge von Pyroxen, Nephelin und spärlichem Hauyn führt und die als Pietra della Scimia bekannte Klippe zwischen San Michele und Paludi di Monticchio am Monte Vulture bildet.

Vermittelnd zwischen Leucititen und Nepheliniten steht eine Gruppe, welche zuerst von E. Esch an dem Vulkan Etinde in Kamerun nachgewiesen wurde und die wir mit ihm **Leucit-Nephelinite** nennen wollen. Diese Gruppe zeigt eine unverkennbare Verwandtschaft mit den Laven der Inseln des Grünen Vorgebirges. Es sind z. T. dunkelgraue, auch ins bläulich- und gelblichgrüne spielende Gesteine, die in dichter Grundmasse bis 2 mm große Einsprenglinge von Nephelin und Hauyn, seltener auch von Augit, öfter von Perowskit mit dem bloßen Auge erkennen lassen. Die Grundmasse beschreibt er als panidiomorphkörnig und holo-

kristallin aus Leucit, Nephelin und Augit nebst reichlichem Apatit und Perowskit in Dimensionen von 0.1—0.03 mm für alle Gemengteile aufgebaut. Augit liegt meistens in wirren Aggregaten zwischen den idiomorphen Leuciten und Nephelinen. Melilith kommt ziemlich allgemein, aber in wechselnden Mengen, nie herrschend, als eine Art Mesostasis vor. Der Einsprenglingsaugit ist grasgrün bis gelbgrün mit einer bis auf 40° steigenden Auslöschungsschiefe, gehört also wohl zum Diopsid. Als zweite Generation wird ein rhombischer, aber durchaus sehr feinfasrig zersetzter Pyroxen angegeben, der dann von einer dritten Generation von grünen Säulchen umrahmt ist, die auch sonst in der Grundmasse herrschen. Eine nicht vollkristalline Ausbildung der Grundmasse ist selten. Titanit ist spärlich, aber weit verbreitet. Diese Gesteine stellt Esch noch zu den Leucititen und beschränkt die Bezeichnung Leucitnephelinit auf grüngelblichgraue, etwas scheckige Gesteine, die nur Augit, nicht Nephelin und Hauyn, als Einsprenglinge besitzen. Der sanduhrförmig gebaute Augit zeigt neben der prismatischen Spaltung auch eine fast ebenso deutliche nach der Basis und wird von Perowskit, Apatit und Eisenerz als mikroskopischen Gemengteilen begleitet. Die holokristalline Grundmasse besteht aus Leucit, Nephelin und Augit. In einer dunkelgrauen Varietät mit nicht ganz auskristallisierter Grundmasse gesellt sich auch Hauyn zu den genannten Einsprenglingen. — Mit diesen Gesteinen sind am Vulkan Etinde durch Zwischenglieder verknüpft auch normale Nephelinite, über deren abnorme und verzwillingte Nepheline man dieses Buch Bd. I. 2. 4. Aufl. S. 109 vergleichen wolle, und später zu besprechende Hauynophyre vergesellschaftet. — Eine vitrophyrische Form von Leucit-Nepheliniten mit salischem Charakter liegt mir aus dem Innern und vom Abhang des Meru-Kraters vor. Die Gesteine enthalten kleine Einsprenglinge von Ägirinaugit mit $c : a = 28°$, Leucit und Nephelin in grünlich durchsichtiger Glasbasis mit Mikrolithen von denselben Gemengteilen. — In einem andern Handstück ist die Glasbasis braundurchsichtig, und statt des Ägirinaugits erscheint Diopsid unter den Einsprenglingen, zu denen sich auch Magnetit gesellt. In der Mikrolithengeneration fehlen die Pyroxene und der Nephelin erscheint hier nur als Einschluß in dem Leucit. — Ebenso liegt mir eine Lava vom Abhang des Kirunga tsa Niragongo am Kiwu-See im zentralafrikanischen Graben vor, die von Herrn Hauptmann a. D. Herrmann gesammelt wurde und zahlreiche Einsprenglinge von Nephelin neben spärlicheren und kleineren von Leucit in einer von massenhaften Wachstumsformen des Magnetits getrübten gelblichbraunen Glasbasis führt.

Eine dritte Gruppe von Nepheliniten, die man als **Melilith-Nephelinite** charakterisieren kann, wurde von G. T. Prior aus Britisch-Ostafrika beschrieben. Am Mount Elgon haben diese Gesteine basaltischen Habitus und führen neben großen Einsprenglingen von gelbdurchsichtigem Augit auch solche eines veränderten Minerals, das wahrscheinlich Melilith war, in einer dichten Grundmasse aus Nephelin, Augit und Magnetit. Durch Zurücktreten des Nephelins nähern sich die Gesteine

den Augititen. In Vorkommnissen der Sigowet-Berge und aus dem Segal-Tale in der Landschaft Nandi erscheint auch der Nephelin unter den Einsprenglingen und die Menge des Augits tritt zurück, während sich zugleich in der Grundmasse der Perowskit in ziemlich großen Kristallen einstellt. Es kommen also mehr femische und mehr salische Typen vor. — In andern Vorkommnissen von den Flüssen Kedowa und Nyando in der Landschaft Nandi, die denselben gelben Augit als Einsprengling führen, ist der Nephelin als Einsprengling und in der Grundmasse zum großen Teile oder vollständig durch optisch negativen Melilith ersetzt. So zeigen also die Nephelinite, wie man a priori erwarten durfte, deutliche Übergänge in Phonolithe, in Tephrite, in Leucitgesteine und in Melilithgesteine.

Von großem Interesse für die Gesetzmäßigkeit der Gesteinsassociation sind, wie an mehreren Stellen dieses Buchs betont wurde, die als Einschluß in den Ergußgesteinen oder als lose Auswürflinge in deren Tuffen vorkommenden Tiefengesteine. Von solchen liegen mir vom Nordabhang des Oldonyo l'Engai aus Nephelinittuffen ein Ägirinsyenit mit viel Anorthoklas und etwas Nephelin neben Sanidin und Ägirin, aus den Tuffen vom Nordfuß desselben Vulkans ein Pyroxenfoyait, vom Nordosthang desselben ein recht grobkörniger Ijolith mit etwas Sanidin neben Nephelin und mit tiefbraunem Melanit vor. Ebenso umschließen die Tuffe am Ostfuß des Kerimassi, südlich vom See Magad, zwischen dem Oldonyo l'Engai und Kitumbane z. T. Blöcke von normalem Shonkinit, der sich bei vollendet hypidiomorph-körniger Struktur aus Diopsid mit Mänteln von Ägirinaugit, Nephelin, Sanidin und Perowskit zusammensetzt und von einer sehr nephelinreichen und sanidinarmen Abart mit Ägirinaugit und etwas Titanit. — Auch an der Straße von Aruscha nach Umbugue sammelten die oben genannten Herren einen diopsidreichen Shonkinit, in dem der Sanidin nur als Kitt der übrigen Gemengteile erscheint. — Auch von einer Krater-Ruine am Nordende des Natronsees Magad, NW. vom Shomboli wurde ein Ijolith mitgebracht, der aus viel alkaliarmem Ägirinaugit und weniger Nephelin in allotriomorph-körnigem Gemenge mit viel idiomorphem Magnetit besteht. — Eine feinkörnige Tiefenfacies der Leucit-Nephelinitlava von Kirunga tsa Niragongo am Kiwu-See am Kraterrande bei 3450 m Höhe besteht aus einem Gemenge von Nephelin, Leucit, etwas Sanidin, violettem Titanaugit, Diopsid, Magnetit und spärlichem Calcit in Pseudomorphosen nach einem nicht bestimmbaren Mineral. — Prior beschreibt aus den Tuffen des Mount Elgon borolanitartige Bruchstücke, die in einer zersetzten, ursprünglich wohl aus Feldspat, Nephelin und etwas Cossyrit bestehenden Grundmasse Einsprenglinge von Nephelin, Ägirinaugit und zonarem Melanit enthalten. — Andere Bruchstücke aus denselben Tuffen von Jacupirangitischem Charakter bestehen aus gelbbraunem Augit, purpurfarbigem Perowskit, Magnetit und etwas Biotit.

Durch die starke Zunahme der in vielen Nepheliniten nur akzesso-

rischen Mineralien der Sodalithfamilie, wie es z. B. der melilithreiche Nephelinit von der Hannebacher Lei zeigt, unter gleichzeitiger, oft weitgehender bis fast vollständiger Verdrängung und Ersetzung des Nephelins sind die **Hauynophyre** charakterisiert. Den bekanntesten Repräsentanten dieser Gruppe liefert der Hauynophyr vom Monte Vulture bei Melfi* (mit sehr viel Hauyn). Beide Gesteine sind olivinfrei, der Augit ist ausgesprochen gelb im zweiten und hat nicht selten ins Gelbliche neigende Farbentöne auch im erstgenannten. — Dem Gestein von Melfi scheinen gewisse der Capverde-Nephelinite Doelter's durch ihren Hauynreichtum und den z. T. zitronengelben Augit nahe zu stehen. Sie unterscheiden sich davon durch das Auftreten von zwei Nephelingenerationen, die eine idiomorph, die andere allotriomorph (Topo da Coroa mit Titanit), oder zweier Augitgenerationen (Covão, Monte Ella, Campo Grande, Topo do Padre auf S. Antão). — Auch am Vulkan Etinde in Kamerun tritt nach Esch der Hauynophyr in mehreren Typen auf, teils rötlichgrau mit Einsprenglingen von Hauyn, Pyroxen, Apatit und Eisenerzen, teils dunkelgrau mit Stich ins Bordeauxrote und sehr augitreich, teils aschgrau mit hypokristalliner Grundmasse, teils mit sehr reichlichen, hellblauen, bis 2 mm großen Hauynen und spärlichen Pyroxenen in dichter dunkelbräunlicher Grundmasse, die aus einem hyalopilitischen Filz von Pyroxensäulchen besteht. Das sind Übergänge in die nächste Gruppe, die ihre Fortsetzung in gewissen Limburgiten und Augititen findet. — Dem Hauynophyr vom Monte Vulture, soweit er mir bekannt wurde, sind an die Seite zu stellen die sehr hauyn- und melanitreichen, z. T. auch perowskithaltigen Gänge vom Horberig bei Oberbergen im Kaiserstuhl. Sie setzen auf der Vogtsburger Seite des Bergsporns auf und lassen Hauyn und Melanit schon mit bloßem Auge erkennen, seltener den Augit, nie den Nephelin, auch wo er etwas reichlicher auftritt. Oft fehlt er ganz. Die Struktur ist körnig. Die Gesteine führen vielleicht etwas mehr Augit, als das vom Monte Vulture.

Durch die auch mikroskopisch noch geringe Korngröße und den weit höheren Pyroxengehalt unterscheidet sich von den bisher besprochenen Nepheliniten ein im Erzgebirge und in Böhmen weit verbreiteter femischer Typus, den wir als **basaltoiden Nephelinit** bezeichnen wollen und als dessen Repräsentant das in den Sammlungen oft anzutreffende,

---

* Deecke's Beschreibungen entsprechen den mir zugänglichen typischen Hauynophyr-Proben nicht. Nach ihm soll keinem Gestein des Monte Vulture Leucit fehlen, den auch Zirkel schon angab, der aber oft nur in der Grundmasse vorhanden sei. Meine Proben haben weder Leucit, noch Grundmasse. In manchen Vorkommnissen verdrängt nach seiner Angabe Plagioklas den Nephelin, Sanidin ist spärlich, aber allgemein vorhanden. — Olivin erscheint vereinzelt in Gesteinen des Monte Vulture-Kraters und in Bomben. — Melilith ist wesentlicher Gemengteil in gewissen Abarten. Deecke stellt den eigentlichen Hauynophyr zum Nephelin-Leucittephrit. — Glashaltige Formen des Hauynophyrs treten unter den Lapilli und Schlacken auf. — Unter den Tuffen des Vulture finden sich solche mit Sanidin und Melanit und solche mit viel Hauyn; diese sind jünger. Es liegt also offenbar eine ähnliche Mannigfaltigkeit von Typen vor wie in Afrika.

hauynreiche Gestein von Neudorf unfern Annaberg angesehen werden kann. Hauyn, neben welchem Nephelin meistens gar nicht oder nur in sehr geringer Menge nachzuweisen ist, und basaltischer Augit bilden die wesentlichsten Gemengteile. Die Struktur ist vorwiegend hypidiomorph bis panidiomorph-körnig; Basis tritt nicht selten in das Gesteinsgewebe ein, aber bei dem winzigen Korn der Gesteine nicht als Mesostasis, sondern als mehr continuierlicher Kitt. Etwas Biotit und Perowskit sind vorhanden. Dahin wäre zu rechnen: Klößberg bei Königswalde (mit Perowskit, Leucit und stellenweise nicht gerade spärlichem Olivin), Steinhöhe bei Seifen (mit Leucit und Perowskit), Spitzberg bei Gottesgab (mit Perowskit), Kuppe zwischen Kölbl und Spitzberg (mit braunem Glase) auf Sektion Wiesenthal, Kuppe des Eisensteinberges im Crottendorfer Revier, Schneiße 6 NW. Hirschpfalz (mit Biotit) und Schneiße 2 SO. Wedelberg (mit Amphibol) auf derselben Section. Die beiden letztgenannten Vorkommnisse spielen in einen später zu besprechenden Typus hinüber. — Das Gestein vom Salzberg bei Schlan in Böhmen mit reichlichem Hauyn und Perowskit und etwas Olivin ist überaus ähnlich dem Neudorfer Gestein und fällt durch große, dunkle und pleochroitische Apatitsäulen auf. Nach der Beschreibung von Jos. Hofmann gehört auch das basaltoide Gestein vom St. Georgsberge bei Raudnitz zu den sehr nephelinarmen, sodalithreichen, etwas Sanidin und braunes Glas führenden Nepheliniten. — Nach Schalch's Darstellung gehören hierher die Gesteine vom Mückenberg bei Halbmeil (mit Leucit und Perowskit), an der Straße von Halbmeil nach Zwittermühl (ebenso) und von der Vorderen Kohlung bei Rittersgrün (ebenso, auch melilithführend) auf Section Johanngeorgenstadt, nach Hansel dasjenige von der Prischower-Kuppe unfern Manetin in Böhmen, nach Clements Sturhübel bei Unter-Wohlau, Dürrmauler Berg, Kojetitz, Wickwitz und andere Orte im Duppauer Gebirge in Böhmen. — Graber beschreibt diesen Typus gangförmig aus dem Quadersandstein des Schützenbergels bei Böhmisch Leipa mit Einsprenglingen von Titanaugit, Hauyn und sehr spärlichen größeren, zonar vom Labradorit bis zum Oligoklas aufsteigenden Plagioklasen und größeren Apatiten in holokristalliner Grundmasse aus Augit, Magnetit und zwischengeklemmtem Nephelin. Als Fremdlinge erscheinen Quarz und Plagioklas, beide mit Augitkränzen. In einem Gange am Gipfel des Berges fehlen die Fremdlinge, der Hauyn ist z. T. in Thomsonit umgewandelt und die sehr dunkle augitreiche Grundmasse ist glashaltig. — Nach Al. Sigmund, der besonders den Augiten des Gesteins ein genaues Studium zuwandte und die Resorption eines ursprünglich ausgeschiedenen Olivins richtig beleuchtete, erscheint der basaltoide Nephelinit mit reichlichem Hauyngehalt auch am Hochstraden in Steiermark mit hyalopilitischer Basis, die glasreicher bei hohem Augitgehalt, glasärmer bei geringerem Augitgehalt ist. — Ebenso findet sich dieser Typus auf der Insel Gran Canaria (durch etwas Plagioklas in Tephrit hinüberspielend), aber hier frei von Perowskit, Leucit, Melilith und Hauyn mit körniger Struktur. — Mit porphyrischer Struktur,

ebenfalls ohne die genannten akzessorischen Mineralien und z. T. mit gelbem Grundmasse-Augit beschreibt ihn Doelter vom Ribeirão João Affonso, Salto preto an der Cova d'agua, Campo grande, Rio Frio und der Tarafalbai auf S. Antão, von Chada Mula auf S. Thiago und von S. Vicente, Capverde-Inseln. Der Nephelinarmut entsprechend finden sich Übergänge in Pyroxenite. — Mit farbloser Glasbasis, in welcher kleine Nephelinflecke liegen, dabei titanit-, fluorit- und pyrithaltig beschreibt Törnebohm diesen dichten Typus gangförmig von Södra Berge in Medelpad, Schweden. — In vitrophyrischer Gestaltung mit zierlicher kristallitischer Entglasung durch Augitwachstumsformen kommt dieser Typus bei Gethürms unfern Angerod im Vogelsberg vor.

Die Nephelinbasalte.

Übergänge aus den Nepheliniten in die Nephelinbasalte durch Eintritt von nicht zu spärlichem Olivin bei gleichzeitig mehr und mehr ausgeprägtem femischem Charakter der Gesteine finden sich wesentlich nur bei den als Nephelindolerite und als basaltoide Nephelinite beschriebenen Typen. Obschon der Gesamtcharakter bei den Nephelinbasalten weit einförmiger ist, als bei den Nepheliniten, kann man dennoch auch bei ihnen im wesentlichen dieselben Übergänge und Zwischenglieder nach verwandten Gesteinsfamilien nachweisen. So gibt es Nephelinbasalte, welche durch Hinzutritt von etwas Leucit nach den Leucitbasalten, durch die Aufnahme von Melilith nach den Melilithbasalten, durch Beimengung von Plagioklas nach den Tephriten, durch starke Abnahme der salischen Gemengteile nach den Limburgiten hinweisen. Hazard wies nach, daß Nephelinbasalt bei Rumburg, Alt-Eibau und Schönborn in der Lausitz nur schlierenförmig im Nephelinbasanit auftritt und dasselbe fand Lord im Fichtelgebirge. Auch Sanidin erscheint nicht gerade selten in kleiner Menge und reichlicher Eintritt eines Sodalithminerals (meistens Hauyn oder Nosean) ist auch hier durchweg mit einer Abnahme des Nephelingehalts verbunden. Man könnte daher sehr wohl eine Gliederung der Nephelinbasalte in Leucitnephelinbasalte, Melilith-Nephelinbasalte, Hauynbasalte wahrnehmen und wird wohl auch bei fortschreitender Erkenntnis der Gesteinsassociationen dazu genötigt werden. Zurzeit haben sich nur die Melilithnephelinbasalte eine mehr selbständige Stellung erworben und neben ihnen die Eudialyt-Nephelinbasalte, die ersteren durch ihre weitere Verbreitung, die letzteren durch den Gehalt an dem für Alkaligesteine so charakteristischen, aber in deren femischen Typen bisher unbekannten Eudialyt. Die Verbreitung der Nephelinbasalte auf europäischem Boden ist eine weit größere, als die der Nephelinite. Sie fehlen gänzlich nur in den Basaltformationen Islands und der Färöer, Irlands und der westschottischen Inseln, Ungarn-Siebenbürgens und des Ätna. Sehr auffällig wäre ihre Abwesenheit in der Auvergne und im Velay. Es ist eine der wichtigsten und nächsten Aufgaben der

deutschen Geologie, die Gebiete der Nephelinbasalte in Deutschland zu umschreiben und damit die Frage der Unterscheidung der eigentlichen Basalte, d. h. der effusiven Gabbromagmen von den Trachydoleriten, d. h. den effusiven Essexitmagmen ihrer Lösung näher zu führen. Dazu mögen die Fundortsverzeichnisse in diesem Kapitel einen Beitrag liefern; eine konsequente Ergänzung derselben aus der seit der 3. Auflage dieses Buches erschienenen Literatur mußte mit Rücksicht auf meine Zeit und die sich oft widersprechenden Angaben unterbleiben.

Auf der Ostseite des Schwarzwaldes im Eruptivgebiete des Hegau kommt der reine Nephelinbasalt nicht vor, ebenso wenig am Randen. Doch erscheint er zusammen mit Melilithnephelinbasalt am Wartenberge bei Donaueschingen nach den Angaben E. Becker's und in vereinzelten Vorkommnissen in Begleitung der Melilithbasalte der Schwäbischen Alb, so am Eisenrüttel O. Gächingen, ferner nach E. Fraas als Gang im Tuff des Gaisbühls bei Reutlingen, am Kohlberg, Sternberg und Buckleter bei Urach. — Im Schwarzwald bildet nach G. H. Williams hauynfreier Nephelinbasalt den Gang am Hauenstein SW. Hornberg, den Möhl als lichten Magmabasalt mit Hauyn beschrieben hatte.

Am Kaiserstuhl findet sich Nephelinbasalt am Scheibenberge und im Liegenden der Limburgtuffe bei Sasbach, am Rheinufer zwischen Burg Sponeck und dem Flecken Burgheim, und in der Haggasse bei Oberschaffhausen (mit Hauyn). Die Blöcke des letzteren Gesteines treten zusammen mit solchen von Leucitbasalt und Basanit auf. Geologisch gehören zu den Kaiserstuhler Nephelinbasalten auch die Gänge und Schlotte vom Handschuhshof unter dem Roßberg zwischen Herdern und Zähringen bei Freiburg, die kleine Kuppe des Mahlbergs im Breisgau, Maleck bei Emmendingen, Berghausener Kapelle am Schönberg, Schloßberg, St. Ottilien, Höhe zwischen Atten- und Wittental, Alpersbach und zwischen Sölden und Bollschweil bei Freiburg i. B. Die zurzeit vollständigste Aufzählung der Nephelinbasaltschlotte und -Gänge im Gebiete von Freiburg i. B. liefert eine Mitteilung von O. Wilckens im N. J. Centralblatt 1908. 261. Die kartographische Darstellung derselben zeigt die Beziehungen zu den großen tektonischen Linien. — Von der linken Rheinseite ist ein Vorkommen von Essey-la-Côte zu erwähnen, und nach Bücking ein Gang südlich von Urbeis (Kreis Rappoltsweiler).

Aus dem Bauland und Odenwald gehören zum Nephelinbasalt zwei Gänge im Wellenkalk bei Neckarbischofsheim und einer am Hamberg bei Neckarelz, nach Chelius zwei Vorkommnisse am Schloßberg und der Bangertshöhe im Gneiß bei Auerbach und aus der Umgebung von Darmstadt die Vorkommnisse von Offental (mit Hauyn und Melilith), Bulau bei Dietzenbach, Eichwäldchen bei Götzenhain, Egelsbacher Wingerten, zwischen Sporneiche und Mainzer Eichen (mit Plagioklas), Dieburger Weg, Frankfurter Straße nördlich Langen, Roßberg bei Roßdorf (hauynreich), Stetteritz bei Gundernhausen, Zahl NW. Roßberg. Diese Vorkommnisse haben z. T. kräftig metamorphosierend

auf das durchbrochene Rotliegende gewirkt; die sog. Tachylyte, Hydrotachylyte und Hyalomelane vom Roßberge sind in Wirklichkeit nur geschmolzene Gesteinseinschlüsse nach Chelius' Untersuchungen. Ferner nach Chelius und Klemm Niederhauser Kuppe gegenüber Schloß Lichtenberg, Galgenberg bei Zipfen-Lengfeld, Galgenstein bei Oberklingen (mit Biotit, Hauyn und ?Leucit), Von der Haid Mühl ebenda (leucithaltig und ähnlich dem Ötzberg), Ötzberg bei Hering (hauynführend, leucitfrei), Hasenberg, Buchberg und Querberg auf Blatt Neustadt-Obernburg, z. T. glasführend, Klein- und Groß-Ostheim.

Aus Hessen und Thüringen und den benachbarten Gegenden sind zu erwähnen die Nephelinbasalte vom Hohenberg (Hamberg) bei Bühne (mit viel Hauyn, etwas Melilith), Daseburg auf der Warburger Börde (hauynreich, olivinarm, recht ähnlich dem Nephelinit von Neudorf), Böddiger SSW. Kassel (nach Möhl), Merkurstempel auf Wilhelmshöhe bei Kassel, nach Rinne Tannenwald N. vom Herkules und Druseltal im Habichtswald, Alpstein bei Kirchhosbach (nach Moesta zeigt der durchbrochene bunte Sandstein kräftige Kontaktwirkungen), Eckerich bei Fritzlar, Mühlenberg bei Werkel, Helle Warte und Auf dem Hellen bei Fritzlar, Hohenberg bei Züschen, Bärenberg bei Zierenberg, Hohenstein bei Dörnberg, Hüssenberg bei Eissen, Igelsbett bei Oberlistingen, Rettberg und Burgberg bei Grebenstein, Wachenköpfl bei Metze, nach Fromm Hunrodsberg bei Kassel, Hohenkirchen ebenda, nach Oebbeke viele Fundorte auf Blatt Oberaula und Neukirchen in Hessen, Mölln bei Kassel, Hofgeismar (mit Melilith), Essiggrube bei Fritzlar (mit Perowskit), Steinbühl und Trift bei Elbenberg (letztere mit Melilith und Perowskit), Grebenstein bei Hofgeismar (sehr melilith- und hauynreich), Mosenberg und Werrberg bei Homberg a. Efze, Eppstein am Taunus. Laubach (mit etwas Plagioklas), Meiches und Ziegenstück zwischen Ilbenhausen und Herbstein im Vogelsberg (nach Sommerlad), Rosengärtchen und Steiers bei Schlüchtern (nach Knapp), Wackenbühl im Seulingswalde bei Höhnebach, Pflasterkaute im Thüringer Wald, Kohlbach bei Baireuth (mit etwas Leucit nach Zirkel). Weitere Fundorte findet man bei F. Rinne in der Arbeit vom Jahre 1897 und bei O. Lang. Große Verdienste um die Erforschung der niederhessischen Basaltgesteine haben sich Max Bauer und seine Schüler erworben. — Aus der Rhön: Kaltennordheim (mit ziemlich viel Plagioklas) und Pferdekuppe (ebenfalls mit etwas Plagioklas), Stoppelsberg bei Schwarzenfels, Kreuzberg bei Bischofsheim, Oberbernharder Höhe, Fuldaquelle an der Wasserkuppe; nach Bücking: NW. Gerstengrund am Geisaer Wald, 1 km S. Bremen, Dietrichsberg bei Lengsfeld, Stein O. Kirchhasel, Fürsteneck und Lichtberg bei Eitersfeld, Saisberg bei Maunsbach, Steinberg SO. Schenklengsfeld, Buchwald S. Rasdorf, Setzelberg, Südseite des »Vorderen Wald« und Sachsenberg im Geisaer Wald, Ulsterberg bei Wacha (glasreich), Pietzelstein bei Spahl (ebenso). — Aus dem Gebiet zwischen Rhön und Thüringer Wald beschreibt Bücking Nephelinbasalte vom Strauchhahn bei Römhild, vom Großen Dollmar (der Olivin

ist z. T. in ein parallelfasriges Mineral von starkem Pleochroismus, dunkelblaugrau und schmutziggelbgrau, umgewandelt; die Fasern stehen senkrecht zur Hauptspaltbarkeit des Olivins; der parallel der Faserachse schwingende Strahl ist der stark absorbierte), Bleßberg bei Roßdorf, Hunnkopf bei Immelborn (mit derselben Umwandlung des Olivins, wie am Großen Dollmar, in deren weiterem Verlauf auch muskovitähnliche Blättchen entstehen), Riederhof bei Oberkatz, Geba. — Eine große Anzahl von Fundorten gibt Lenk aus der südlichen Rhön an, die er als glasreiche und glasfreie Gesteine unterscheidet. — Eisenbahneinschnitt bei Hörschel unfern Eisenach (übergehend in Limburgit).

Hauynreich sind die in Limburgite übergehenden Nephelinbasalte des Blattes Rieth der geologischen Karte von Preußen, deren thüringische und Rhön-Blätter zahlreiche Fundorte geben.

Aus dem niederrheinischen Vulkangebiet stellte schon Zirkel zu den Nephelinbasalten die Laven vom Scharteberg bei Kirchweiler in der Eifel (mit Hauyn), Mosenberg (mit Leucit und Biotit, nach Hussak auch Melanit). — Nach Hussak gehören hierher: Käsekeller und Falkenlei bei Bertrich, Nerother Kopf, Riesenmauer bei Utzerath (mit Leucit), Felsberg (etwas Melilith), Hohenfels (ebenso), Sonnenberg bei Pelm, Buch bei Hillesheim, nach K. Vogelsang Tomberg bei Wormersdorf, Steineberg bei Mehren und Nitzbach's Steinchen bei Adenau.

Aus den zitierten Arbeiten der sächsischen Landesgeologen ergeben sich als Nephelinbasalte Sachsens: Rabenberg, Niederer Thesenwald, S. Olbernhau auf Sektion Zöblitz, Schönauer Berg bei Bahnhof Zwota, Oberzwota, Ursprungberg, Gemeindeberg, Kottenhayde, Landesgemeinde-Thal, Hirschberg (die vier letzteren melilithführend) auf Sektion Zwota, zwischen Pleyl und Schmiedeberg auf Sektion Kupferberg, Klößberg, Weißer Hirsch unweit Jöhstadt; Bärenstein auf Sektion Annaberg, Habichtsberg bei Neudorf auf Sektion Wiesenthal, Frauengrün, Niederreuth, Oberreuth (mit Melilith), S. Raun (mit Hauyn), Hohendorf (hauynreich und mit chondrenähnlichen Aggregaten von Augit, Nephelin und Magnetit), Fleissen (mit z. T. eingeschmolzenen Granit- und Gneißeinschlüssen) auf Sektion Elster; — Alte Haus und Wohlbach bei Adorf, Flur Breitenfeld bei Markneukirchen (an diesem Gestein wiesen Stelzner und Schulze durch chemische Analyse des sogenannten Nephelinitoid nach, daß er identisch mit Nephelin sei) und Dorf Adorf auf Sektion Adorf. Das Gestein von der Breitenfelder Flur umschließt Phyllitfragmente, welche z. T. bis auf die Quarzkörner eingeschmolzen sind. Aus der Schmelze haben sich Augit, Magnetit und Spinell ausgeschieden. — Nach E. Schmidt tritt am Gutberge bei Ebersbach und am Nordabhang des Kottmar unfern Löbau in der Lausitz Nephelinbasalt von gleicher Beschaffenheit, wie in Löbau auf. Nördlich von Reitzenshain und Ostseite des Lauschhübels bei Ober-Natzschung auf Blatt Kühnhaide-Sebastiansburg, Wilisch auf Blatt Kreischa-Hänichen, Meisenberg, Wachthübel auf Blatt Sayda, Holzhau und Neudorfer Berg auf Blatt Nassau, Oberrottendorf auf Blatt Neustadt-Hohwald, Ober-

schlottwitz auf Blatt Glashütte, Richter's Steinberg und Gickelsburg auf Blatt Königstein-Hohnstein, Schafberg und Heinrichsberg auf Blatt Baruth-Neudorf, Neustelliger Hübel, Hochhübel und Gang SW. Spitzhübel auf Blatt Sebnitz-Kirnitzschtal, Schefferholz und Schwarzenberg auf Blatt Olbernhain-Purschenstein, Landberg und Aschershübel (mit viel Einschlüssen von meistens vollkommen verglastem Porphyr mit einem grünlichen Saum von Augitmikrolithen und mit Einschlüssen von Magnetkies in 1—1,5 cm großen eckigen Brocken und einem wallnußgroßen Einschluß von geschmeidigem, grauweißem ged. Eisen) auf Blatt Tharandt, Cottaer Spitzberg und Klein-Cotta auf Blatt Pirna, Hirthstein bei Satzung auf Blatt Kühnhaide, Spitzberg, Silberberg und Rosenhainer Höhe auf Blatt Löbau-Reichenbach, Hundskirche bei Loosdorf, Schielgrund und N. von Herrnskretschen auf Blatt Groß-Winterberg-Tetschen, Löbauer Berg, Spitzberg, Hutberg und Wachberg auf Blatt Löbau-Herrnhut, Bubenik bei Dehsa und Waditz auf Blatt Hochkirch-Czorneboh, ferner Plissen, Urbergkapelle, Hackkuppe bei Hinterhermsdorf, SO. von Neudörfchen, SO. vom Haulberg, NO. von Johannesberg, Fichtenberg, Steinhübel bei Schönbüchel, Signal 470,2 km von Schönbüchel, W. von Neuforstwalde, Südabhang des Maschkenberg und feldspathaltig am Ostende von Hixdorf, Neuhaus, Ziegenrücken bei Hinterdaubitz, Schneise bei Neudaubitz (olivinfrei), Wolfsberg (olivinfrei) und Einschlagboden W. Khaa auf Blatt Hinterhermsdorf-Daubitz. — Aus Möhl's Arbeit über sächsische Basalte ergeben sich noch die folgenden Fundorte. Allerdings sind die Bestimmungen nicht immer ganz sicher. Hirschwald, W. von Hinterhermsdorf, Schönaer Berg zwischen Zirkelstein und Zschirnstein, Friedebach am Meissenberg, zwischen Friedebach und Clausnitz (mit Glimmer), zwischen Rechenberg und Grünewald, zwischen Geyersberg und Lichtenwalde, Schloßberg Lichtenwalde, Ahornberg zwischen Einsiedel und Deutsch-Neudorf, Haldenstein bei Brandau in Böhmen, Scheibenberg (mit Leucit, Glimmer und Melilith), Flur Brandau in Böhmen, Gunzenauer Flur, Brambach zwischen Adorf und Eger (mit viel Hauyn und etwas Melilith), Ebmatter Flur an der böhmischen Grenze, Halbendorf, Stromberg am Weißenberg, Dolkewitz, Spitzberg bei Sohland, Deutsch-Paulsdorfer Spitzberg, Schwarzer Berg bei Herbigsdorf, Wittgendorf bei Zittau, Marterstein bei Oschitz (mit Hornblende), Fränzelberg bei Oberhennersdorf, W. von Neusalza an der böhmischen Grenze, zwischen Friedersdorf und Neusalza, Eibauer Flur, Ober-Oderwitz (mit Plagioklas), Schacht bei der Oderwitzer Kirche (mit Hornblende), Gühnelberg bei Oderwitz (mit Hornblende), Oberfriedersdorf, Bertsdorf bei Zittau, Hospitalsforst bei Eichgraben, Johannisstein bei Hain (mit Amphibol und Titanit), Lausche bei Zittau, Falkenau bei Kamnitz, Böhmisch Kamnitz, Kleisberg bei Röhrsdorf (mit Plagioklas und Hornblende), Hirschberg bei Kreibitz (mit Plagioklas), Mückehahn bei Böhm. Leipa, Swoikaner Berg bei Böhm. Leipa (mit Plagioklas), Schanzenberg bei Herwigsdorf, Hutberg bei Ostritz, Hainmauer zwischen Radmeritz und Wilkau, Klapperberg bei Radmeritz, Galgenberg zwischen

Burkersdorf und Dittersbach, Dittelsdorf, Ober-Eckartsberg bei Zittau, Steinberg bei Dittelsdorf. — Ein Teil dieser Vorkommnisse kann möglicherweise zu den Nepheliniten, zu den Trachydoleriten oder auch zu den Tephriten gehören. — Nach Zirkel wären aus Sachsen noch nachzutragen ein Nephelinbasalt zwischen Joachimstal und Platten, nach E. Geinitz Stolpen.

Bořicky beschreibt als Nephelinitoide die Gesteine vom Vinaricer Berge, Paskapole zwischen Velmin und Boreslau, Hummelberg bei Podersam, Giershübel bei Langgrün, Beykov bei Jenschowitz, Große Borney, Buchsäuerling, Kühnelsberg bei Neustadtl-Sandau, Grabberg bei Beschgaben, Sattelberg bei Beschgaben, Hutberg bei Bensen, Galgenberg bei Mscheno, Chlomek bei Dobravic, Ranayer Berg am linken Elbufer, Framiki bei Meronitz, Lipenay bei Teplitz, Pokau bei Aussig, Schweizermühle zwischen Postic und Pokau, Habri bei Türmitz, Honosicer Berg, Hasenberg zwischen Kresen und Sedletz, Berg Blanik, Lobosch bei Lobositz, Radobyl bei Leitmeritz, Dlaschkowitz, Hohe Schafberg und Lindenberg bei Houska. Manche dieser Gesteine enthalten nach der Beschreibung keinen Augit, sondern nur Hornblende oder doch vorwiegend Hornblende, ferner bald Leucit, bald Plagioklas und sind z. T. nach der hier gebrauchten Nomenclatur zum Nephelinit, andere zum Tephrit zu stellen. — Clements führt an den Pfaffenberg und Mühle bei Bergles, Hutberg bei Turtsch, Langenauer Berg, zwischen Harkau und Redenitz, Burberg, Pragerhausberg zwischen Melk und Kettwa im Duppauer Gebirge. — Als Nephelinanamesite werden beschrieben: Erste Teufelsmauer zwischen Smrzow und Böhm. Aicha, Zabity bei Böhm. Aicha und Kuhberg bei Neuschloß; — als Noseanite: St. Georgenberg bei Raudnitz, Salzberg bei Schlan, Mily bei Belosic (führt Melanit), Dlouhyberg bei Kosel, Mühlberg bei Duppau. — Als dichte Nephelinbasalte werden angeführt: Beloschic (mit reichlichem braunem Glase), Skrzin, Steingässel bei Rothaujezd (mit Amphibol und Leucit), Kirchberg bei Bukovic (mit Amphibol, Leucit und Biotit), Kalamaika bei Kostenblatt, nordwestlicher Hügel des Wachholderberges bei Teplitz (mit Leucit), zwischen Hlinay und Pokratic, Kunraticer Villa bei Leitmeritz, Rabenstein bei Sebusein, Wellnitz, Vrátnyberg bei Mscheno, Spiegelberg bei Aussig, Spitzberg bei Peterwald unfern Tissa, Spitzberg bei Böhm. Leipa, Ronberg bei Daun (mit viel Plagioklas), Strimicer Berg, Kozakow, Muzskyberg bei Backofen, Buchberg (mit Amphibol), Spitzenberg bei Wartemberg, Koschumberg bei Luze. Auch von diesen Gesteinen möchte manches wohl nicht zu der in diesem Buche als Nephelinbasalte bezeichneten Familie gehören. — Nach Zirkel wäre von böhmischen Vorkommnissen nachzutragen: Domina bei Sebastiansberg und Veitskopf bei Karlsbad, nach Hansel der Spitzberg bei Cihana und der Spitzberg bei Manetin. — Sehr verbreitet ist nach Hibsch in den Nephelinbasalten des böhmischen Mittelgebirges ein Gehalt an Plagioklas, demzufolge sie vielleicht besser zu den Trachydoleriten zu stellen wären. — Nach Gäbert ist der

Basalt im Bleigrunde bei Graslitz im böhmischen Erzgebirge ein Melilith-nephelinbasalt, Heinich bestimmte das Gestein des Flößberges bei Graslitz als Limburgit und die Vorkommnisse von Hinken Bil, Kappen Bil, Zulager Bil und Schaft in der Umgegend von Rothau sind z. T. hauynführende Nephelinbasalte. Alle diese Vorkommnisse liegen in kurzen Intervallen auf einer Linie nicht ganz 9 km Länge in NW.-SO. Richtung hintereinander.

Nach Möhl's Angaben würden ferner zu den Nephelinbasalten zu rechnen sein die Vorkommnisse von der Landskrone bei Görlitz (mit Glimmer, der aber meinen Stücken fehlt), Rauschwalde (mit Leucit und Melilith), Schlauroth N. der Landeskrone, zwischen Jauernick und Ober-Pfaffendorf (glasreich), Köslitz bei Görlitz (mit Hornblende und Glimmer), Steinberg bei Lauban, Alt-Seidenberger Grund bei Görlitz; nach Krusch die Vorkommnisse vom Nonnenwald östlich Holzkirch, Kapellenberg westlich Lauban, 0,5 km nördlich vom Steinberg im Stiftswald, zwischen Kolonie Augustthal und der Hochwaldstraße, Heidersdorfer Spitzberg und zwei Vorkuppen desselben in der preußischen Ober-Lausitz. — Auch von der kleinen Schneegrube im Riesengebirge beschreibt Möhl einen Nephelinbasalt, Trippke solche von Ullersdorf bei Hirschberg (hauynführend) und Lähnhaus bei Lähn in Schlesien.

Eine weite Verbreitung haben die Nephelinbasalte im Fichtelgebirge nach den Mitteilungen v. Gümbel's und Lord's. Übergänge in Tephrite und Melilithbasalte, Einschlüsse von granitischen und Sedimentgesteinen sind häufig und zeigen die bei den Feldspatbasalten besprochenen Veränderungen, wie besonders Lord beschreibt. — Eine zumal chemisch sehr eingehende Untersuchung des Vorkommens von Oberleinleiter lieferten Leppla und Schwager. Zu den hauynreichen Nephelinbasalten gehört nach Thürach auch ein Gang im *Opalinus*-Ton NO. Veitlahm im Frankenjura.

Von außerdeutschen Vorkommnissen kennt man durch Hussak (Mitteil. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878) Nephelinbasalt von Gleichenberg in Steiermark und nach Al. Sigmund gehört die obere Decke am Steinberg bei Mühldorf in Steiermark zum Nephelinbasalt. In den roten Tuffen von der Krugfabrik erwähnt auch Penck (Z. D. G. G. 1879. XXXI. 547) Nephelin und Hauyn.

Aus Schonen in Schweden beschreibt Penck Nephelinbasalt vom Bosjö-Kloster, Eichstädt aus der Gegend von Gellaberg (mit reichlichem braunem Glase) und Anderstorp, bei Hagstad und Lillö. — Auf solche Vorkommnisse Schonens werden auch die entsprechenden Geschiebe der norddeutschen Tiefebene von Geinitz (Sternberg in Mecklenburg), Haas (Segeberg in Holstein), J. Martin, van Calker u. a. zurückgeführt.

Vereinzelte Vorkommnisse sind die Nephelinbasalte von Roveredo in Südtirol, von Tekut bei Ghadames in Nordafrika. An der Westseite des Sapanji Tepek in der Troas fand J. S. Diller Nephelinbasalt anstehend. — Rosiwal beschreibt Nephelinitoidbasalte aus dem zentralen Balkan.

Von der pyrenäischen Halbinsel beschrieb VAN WERVEKE Nephelinbasalt von Villa do Bispo bei Monchique*, MACPHERSON traf ihn gangförmig im Gneiß zwischen Larazo und Las Cruces in Galizien und QUIROGA erkannte die Basalte am SW.-Rande des Tertiärbeckens der Mancha in der Umgebung von Ciudad Real als Nephelinbasalte und wies dieses Gestein auch in der Serrania de Cuenca nach. Er stellt die Nephelinbasalte in Beziehung zu dem Limburgit von Nuévalos (Zaragoza). Sie sind frei von Hauyn, Melilith und Biotit und werden von Tuffen begleitet, die aus Lapilli mit kalkigem Cäment bestehen.

Über Nephelinbasalte der Inseln des Grünen Vorgebirges gibt DOELTER Kunde. Er unterscheidet nephelinarme Gesteine mit spärlichen Olivineinsprenglingen und zwei Generationen von Augit (S. Vicente, S. Thiago, Rio das Patas auf S. Antão), solche mit viel Olivin- und Augiteinsprenglingen und spärlicher, aber nephelinreicher Grundmasse (Rio das Patas), und dichte, nephelinarme Arten (S. Antão, Mayo, S. Thiago), welche in Limburgit übergehen.

RENARD bespricht Nephelinbasalt vom Rat Island in der Fernando Noronha-Gruppe gegenüber dem Kap S. Roque, PÖHLMANN aus dem Gebiet des Apa und Aquidaban im nördlichen Paraguay, STELZNER als Geschiebe aus dem Fluß Tucuman und aus dem Rio Primero in der Provinz Cordoba, sowie gangförmig aus dem Gneiß zwischen Anisacate und dem Puerto de Garay in der Sierra de Cordoba in Argentinien. — Ebenso beschreibt TANNHÄUSER Nephelinbasalte von den Cerros de la Garupata, de Madera, de Piedras, de la Leoncita, de los Condores in der Provinz Cordoba und von Sta. Barbara in der Provinz Salta, Argentinien. — WEED und PIRSSON geben einen Nephelinbasalt von Lloyd in den Bearpaw Mountains in Montana, Ver. Staaten, an, der dem Gestein vom Steinsberge bei Weiler unfern Sinsheim in Baden sehr ähnlich ist. — KEMP's Nephelinbasalt von Pilot Knob ist wohl Limburgit.

Von der Karolinen-Insel Ponape beschreibt E. KAISER einen Nephelinbasalt. — Das Auftreten dieser Gesteinsfamilie in Neu-Südwales wies Geo. W. CARD nach an einem vitrophyrischen Vorkommen vom Capestree Valley. — F. P. PAUL untersuchte einen Nephelinbasalt von Sandy-Bay bei Hobart in Tasmanien mit Cossyrit und etwas Orthoklas.

Die Gruppe der **Melilith-Nephelinbasalte**, welche ganz allmählich einerseits in die normalen Nephelinbasalte, andrerseits in die Melilithbasalte verläuft**, wurde zuerst im Hegau und im Randengebiet

* Nicht zu verwechseln mit dem Monchiquit desselben Fundortes. MACPHERSON gibt ein Vorkommen von Villa do Bispo bei Monchique und ein anderes SO. von Villa do Bispo an; letzteres ist das von VAN WERVEKE beschriebene. MACPHERSON bespricht ferner Nephelinbasalte von S. Braz, von Forte Zavial und von Mazeta bei Sagres. Was er dagegen Basalte néphélinique riche en amphibole 3 km NW. von Lagos am Wege nach Barão de S. João nennt, dürfte Monchiquit sein.

** E. BECKER macht mit Recht darauf aufmerksam, daß der Gehalt an SiO_2 in den Nephelinbasalten nicht unter 39% fällt, der der Melilith-Nephelinbasalte zwischen 38.2% und 35.8% liegt und der der Melilithbasalte nicht über 33.4% steigt.

des südlichen Badens festgestellt, von wo sie Ulr. Grubenmann zusammenfassend beschrieben hat. Ihr gehören die Vorkommnisse von Osterbühel S. Leipferdingen, Haslach N. Walterdingen, Höhenegg S. Immendingen, Neuhöwen NW. Engen, Hohenstoffel W. Westerdingen, Hohenhöwen SW. Engen, Randen S. Riedöschingen an. Hervorzuheben ist ihre Vergesellschaftung mit den bekannten Hegau-Phonolithen. Die Verbindung mit Nephelinbasalten am Wartenberge bei Geisingen wies E. Becker nach. Weiter nördlich schließen sich ihnen die spärlich von Nephelinbasalt begleiteten Melilithbasalte der schwäbischen Alb an. Die konstante und nicht unbeträchtliche Begleitung des Nephelins durch Melilith ist nicht das einzige, was sie von den Nephelinbasalten unterscheidet. Sie zeigen allenthalben einen nicht geringen Gehalt an Perowskit, der in den normalen Nephelinbasalten meistens fehlt oder doch nur sehr untergeordnet erscheint und sie pflegen überdies einen allerdings nicht hohen, aber recht konstanten Gehalt an Chromit zu besitzen, der in den Nephelinbasalten nur selten sicher nachweisbar ist. Diese beiden Gemengteile kehren in den reinen Melilithbasalten in gleicher Weise wieder. Dagegen sind die Mineralien der Sodalithfamilie, die in den Nephelinbasalten so häufig bis zur Verdrängung des Nephelins sich einstellen, in den Melilith-Nephelinbasalten sehr selten und nirgends reichlich. Zu erwähnen ist noch das nicht seltene Vorkommen von Zwillingsbildung nach Brachydomen an dem Olivin der Melilithnephelinbasalte, das schon von Kalkowsky angegeben wurde. — Aus dem niederrheinischen Vulkangebiet gehören zu den Melilith-Nephelinbasalten die Laven vom Herchenberg und von Bongsberg bei Pelm.

Nach E. Proft und Lord sind auch die Auswurfmassen des Kammerbühls bei Eger in Böhmen zu den Melilith-Nephelinbasalten zu stellen, wobei sich in den Lapilli und Schlacken auch Leucit und eine braune Basis, in den Schlacken auch noch Hauyn, in den Bomben Leucit und Hauyn ohne Basis, in den Blöcken nur Hauyn und in der kompakten Lava nur Biotit einstellen. — Ebenso gehören die Auswurfmassen des Eisenbühls zu den Melilith-Nephelinbasalten mit Leucit und Hauyn als Übergemengteilen. Doch kommt der Hauyn nur in den Schlacken, nicht in den Bomben vor. Die Olivinbomben dieser Lokalität enthalten statt des rhombischen Pyroxens Biotit und werden als intratellurische Bildungen angesehen.

Schon Wichmann und Cohen beschrieben hauynhaltige Melilith-Nephelinbasalte von der Insel Oahu, die als Schiffsballast nach Hamburg gekommen waren. F. Möhle bestätigt dieses Vorkommen und gibt von der Insel Maui in der Sandwich-Gruppe einen perowskitfreien Melilith-Nephelinbasalt, sowie von Oahu melilithfreien Nephelinbasalt an, während Fr. Bascom (American Geologist 1900. XXV. 312) aus den Steinbrüchen von Moilülé Melilithbasalt beschreibt, auf dessen Klüften Nephelin und zahlreiche Nadeln von Kaliophilit aufgewachsen sind.

Der Melilith des selten schönen und frischen, schon von TWELVETREES und PETTERD erkannten und von F. P. PAUL näher untersuchten Melilith-Nephelinbasaltes von Shannon Tier bei Hobart in Tasmanien zeigt eine für dieses Mineral ungewöhnlich hohe Doppelbrechung, die der des Nephelins nicht nachsteht.

Nach OSANN tritt sehr normaler Melilith-Nephelinbasalt gangförmig in der oberen Abteilung der Unteren Kreide des Uvalde County im südlichen Texas auf.

In dem Melilith-Nephelinbasalt von Shannon Tier, dessen Handstücke ich der Liebenswürdigkeit des Herrn TWELVETREES verdanke, erscheint nach den Untersuchungen etwas Eudialyt als Übergemengteil. In anderen Handstücken desselben Fundortes war der Melilith vollständig durch Eudialyt verdrängt, so daß sie einen typischen **Eudialyt-Nephelinbasalt** darstellen. Es ist ein sehr feinkörniges bis dichtes Gestein von grünlichgrauer Farbe, welches aus optisch negativem Olivin, blaß bräunlichviolettem bis fast farblosem, titanhaltigem Pyroxen mit $c:c = 47^0$, etwas blaßgelblichem Glimmer, Nephelin, Eudialyt, Sodalith, Perowskit, Apatit, Magnetit und einem unbekannten Mineral in holokristallinkörnigem Gewebe besteht. Der Nephelin ist die jüngste Ausscheidung aus dem Magma. Der Eudialyt beträgt etwa 2,5% Gewichtsprozente des Gesteins. Das unbekannte Mineral erscheint in unregelmäßig begrenzten, farblos bis lichtgrau durchsichtigen, undeutlich nach zwei aufeinander senkrechten Richtungen spaltenden, stark licht- und doppelbrechenden Durchschnitten mit optisch positivem Charakter und von olivinähnlichem Aussehen. Die Ebene der optischen Achsen liegt senkrecht zur besseren Spaltbarkeit. Aus $\gamma - \alpha = 0.0279$, $\gamma - \beta = 0.0079$ $2E = 135^0 41'$ wurde berechnet $2V = 64^0 18'$, $\alpha = 1.718$, $\beta = 1.746$. Die anscheinend rhombische Dispersion ist $\varrho > v$. Verdünnte Salzsäure greift das Mineral stark an, in der Lösung wurde viel CaO, keine MgO gefunden. Aus der Berechnung des in HCl löslichen Teils des Gesteins wurde für das Mineral die Zusammensetzung $Ca_5Si_2O_9$ wahrscheinlich gemacht.

Die **Kontaktwirkungen** der Nephelinbasalte sind ganz die gleichen, wie diejenigen der Feldspatbasalte. Am wichtigsten und interessantesten sind die Mitteilungen von COHEN und CHELIUS über die Veränderungen in eingeschlossenen Fragmenten von Rotliegendem und kristallinen Silicatgesteinen in den Basalten der Gegend von Darmstadt, sowie die Untersuchungen von v. CHRUSTCHOFF an demselben Material, dann die Angaben von VAN WERVEKE und SAUER über Einschlüsse von Gneiß und Granit im Nephelinit von Oberbergen im Kaiserstuhl und von Oberwiesental im Erzgebirge, von R. HEINICH über Granit- und Quarzit-Einschlüsse in dem durch ältere Ausscheidungen von Augitmassen, von Olivinknollen und von gabbroiden Plagioklas-Augitaggregaten interessanten Nephelinbasalt der Gegend von Rothau im böhmischen Erzgebirge.

Erwähnung verdienen nach dieser Richtung auch die Beobachtungen von VÉLAIN an der Côte d'Essey. Hier nimmt der Nephelinbasalt (La Molotte) in Berührung mit dem Gryphitenkalk durch Endomorphismus Labrador auf. Die an andern Punkten der Côte d'Essey (Pointe de la Croix, La Biscatte) auftretenden eigentlichen Basalte haben die durchbrochenen Kalke und Dolomite unter Neubildung von Wollastonit, Pyroxen und Magnetit marmorisiert. Die intensivste Umbildung der im Eruptivgestein eingeschlossenen Blöcke wird geradezu mit der Bildung der Sommablöcke verglichen. — Der Nephelinbasalt von La Molotte wird von einem schmalen Gange von olivinfreiem Basalt durchsetzt.

An der Grenze zwischen dem Hauynophyr am Horberig bei Oberbergen im Kaiserstuhl und dem körnigen Kalke des Badlochs fand R. BRAUNS ein aus Melanit, Hauyn, Calcit, grünem Augit, Gehlenit, Apatit und spärlichem grünem Glimmer in körnigem Gemenge bestehendes Kontaktgestein. Das erinnert auffallend an den Lazurstein des Baikal-Sees, der ja auch eine Kontaktbildung ist, in welchem aber statt Gehlenit Skapolith, statt Hauyn Lazurit erscheint. Auch das Vorkommen im Kaiserstuhl dürfte nach seinem chemischen Verhalten wohl etwas Lazurit führen, denn es entwickelt bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure deutlich nachweisbar H_2S.

Über **Tuffbildungen** der Nephelingesteine vergleiche man die Angaben von SAUER über den Eruptivstock von Oberwiesental, von PENCK, zumal über die palagonitischen Tuffe des Hohenhöwen und von SIGMUND über die palagonitischen Tuffe in Ost-Steiermark.

Die Familie der Melilithbasalte.

Literatur.

R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Sebnitz-Kirnitzschtal der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

E. Becker, Die Basalte des Wartenbergs bei Geisingen in Baden. Z. D. G. G. 1907. LIX. 244.

— Chemische Beziehungen einiger melilithhaltiger Basalte. Ibidem 1907. 401.

E. Bořicky, Über den Perowskit als mikroskopischen Gemengteil eines für Böhmen neuen Olivingesteins, des Nephelinpikrites. Sitzber. Böhm. Ges. Wiss. 13. Okt. 1876.

L. Brugnatelli, Sulla composizione di una Roccia pirossenica dei dintorni di Rieti. Atti R. Accad. Torino XIX. 292. 1884.

E. Cohen, Melilithaugitgestein und calcitführender Aplit aus Südafrika. T. M. P. M. 1894. XIV. 188.

Fr. Eichstädt, Anomit från Alnö, Vesternorrlands län. Geol. Fören. i Stockh. Förhdl. 1884. VII. No. 87.

K. Endriss, Geologie des Randecker Maars und des Schopflocher Riedes. Z. D. G. G. 1889. XLI. 83.

Eug. Gaiser, Basalte und Basalttuffe der Schwäbischen Alb. Jahresheft f. vaterl. Naturk. in Württemberg. Jahrg. 1905. Stuttgart.

Herrmann, Das Vulkangebiet des zentralafrikanischen Grabens. Mitteil. aus den deutschen Schutzgebieten. XVII. 42. Berlin 1904.

H. Lenk, Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus: „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle". 1894.

— Über das Auftreten von Melilith in Basalten der Heuberge. Sitzungsber. d. physikalisch-medizinischen Societät. Erlangen 1901. 217.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1895 und N. J. B.-B. IV. 1886. 576–609.

F. P. Paul, Beiträge zur petrographischen Kenntnis einiger foyaitisch-theralithischer Gesteine aus Tasmanien. T. M. P. M. 1906. XXV. 269.

G. T. Prior, Tinguaites from Elfdalen and Rupbachthal. Basalts from Madagascar and the Soudan. Min. Mag. 1901. XIII. 86.

Fr. Rinne, Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1897. Berlin 1898.

V. Sabatini, La prossenite melilitica di Coppaeli. Boll. R. Com. geol. d'Italia. XXXIV. 376. 1904.

M. Schröder, Erläuterungen zu Sektion Zwota der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1884.

J. Soellner, Über Rhönit, ein neues änigmatitähnliches Mineral und über das Vorkommen und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen. N. J. 1907. B.-B. XXIV. 475.

A. Stelzner, Vorläufige Mitteilungen über Melilithbasalte. N. J. 1882. I. 229.
— Über Melilith und Melilithbasalte. N. J. B.-B. II. 1882. 369–440.
A. E. Törnebohm, Nefelinit från S. Berge i Medelpad. Geol. Fören. i Stockh. Förhdl. 1883. VI. No. 82. 548.
— Mikroskopiska Undersökning af några bergartsprof från Gronland. Ibid. 1883. VI. No. 84. 705–709.
W. H. Twelvetrees and W. F. Petterd, Nepheline and melilite rocks from Shannon Tier. Proc. Roy. Soc. Tasmania. 60.
M. Weber, Die petrographische Ausbeute der Expeditionen O. Neumann-v. Erlanger nach Ostafrika und Abessynien 1900–1901. Mitt. d. Geogr. Ges. in München. Bd. I. 637. München 1906.

Mineralbestand der Melilithbasalte.

Es ist Stelzner's Verdienst, die Melilithgesteine zuerst aus der Reihe der Nephelingesteine abgeschieden zu haben, mit denen sie bis dahin verwechselt worden waren. Ihm verdanken wir auch die wichtigsten Beschreibungen der Konstitution und die umfassendsten Mitteilungen über die Verbreitung dieser Gruppe. — Die Melilithgesteine, welche bisher nur olivinhaltig beschrieben worden sind, indessen hie und da auch vollkommen oder nahezu olivinfrei vorzukommen scheinen, sind durch alle denkbaren Zwischenglieder mit Nephelingesteinen verbunden. Sie treten unter zweierlei geologischen Verhältnissen auf. Einmal bilden sie Glieder einer jüngeren Basaltformation, welche die Tephrite, Nephelingesteine, Leucitgesteine und gewisse Limburgite umfaßt; — dann aber erscheinen sie als Glieder einer Gangformation, welche wieder von eigentümlich ausgebildeten tephritischen Gesteinen bis zu Limburgiten reichend, allenthalben wo wir sie kennen, in naher Beziehung zu Elaeolithsyeniten steht. Stelzner's Untersuchungen beschränken sich auf Repräsentanten der ersten Art. — Beide Gruppen bezeichnete man als **Melilithbasalte.** Dieser Name sollte jedoch auf die erste Gruppe beschränkt bleiben; die zweite bedarf eines eigenen Namens. Ich nenne sie Alnöite und habe sie oben S. 705 besprochen. Hier ist nur von eigentlichen Melilithbasalten die Rede. Die Tiefenform dieser Magmen ist bisher noch nicht aufgefunden worden. Hervorzuheben ist der im chemischen Sinne lamprophyrische Charakter dieser Gesteinsgruppe, der sie in nahe Beziehung zu den lamprophyrischen Ergußgesteinen stellt. Im äußeren Habitus tritt dieser Charakter indessen nicht hervor; dieser ist durchaus basaltoide.

Der Melilith ist bald nur in einer, bald in zwei Generationen ausgebildet, welche beide mehr oder weniger idiomorph sind. Die Form ist vorherrschend diejenige des Humboldtilith, d. h. quadratischer oder oktogonaler, selten auch zwölfseitiger Täfelchen nach (001), deren Begrenzung randlich durch (110) (100), beziehungsweise eines dieser Prismen mit (h k o) gegeben wird. Die Flächen der Vertikalzone haben indessen meistens gerundete Kanten oder sind überhaupt nicht nachweisbar, so daß die Tafeln rundlich werden. Es scheint das eine Folge

von Resorptionen, nicht ursprüngliches Fehlen der Flächen zu sein; die Endflächen sind nicht selten eingesenkt. — Eine Streckung nach der Hauptachse ist selten, kommt aber neben der Tafelform vor. — Der Charakter der Doppelbrechung wurde vorwiegend negativ gefunden; bald positiv, bald negativ war er am Goldstein, wo er auch an einem und demselben Individuum peripherisch und zentral wechselte, wobei dann auch scheinbar isotrope Zwischenschichten vorhanden waren. — Der Melilith umschließt anscheinend niemals Flüssigkeitseinschlüsse, trotzdem dieselben im begleitenden Olivin und Augit (auch liquide Kohlensäure am Hochbohl bei Owen nach STELZNER) gelegentlich vorkommen. Dagegen sind Interpositionen von Perowskit, Augit, Magnetit recht verbreitet und haben gelegentlich bis zu bogenförmigen Sprüngen gesteigerte Spannungsphänomene im Wirt zur Folge. Die Augitmikrolithe sind meist tafelförmig nach einem Pinakoide, welches sich parallel der Basis des Wirtes legt. Die Anordnung der Interpositionen ist meistens eine zentrale, aber auch wohl eine peripherische und konzentrische, wodurch Basalschnitte des Wirts das Aussehen von Leucit erhalten können. — Der Melilith ist der Zersetzung außerordentlich leicht zugänglich. Über den Verlauf dieser und die ferneren Eigenschaften des Minerals vergl. Bd. I. 4. Aufl. S. 69 ff.

Der Olivin ist der konstanteste Begleiter des Meliliths; er hat dieselben Eigenschaften wie im Basalt. In den meisten Gesteinen dieser Familie erscheint er nur in einer intratellurischen Generation; eine Olivinbildung während der Effusionsperiode scheint nur bei melilitharmen Vorkommnissen einzutreten. — Zwillingsbildung nach (011) ist nicht selten. — Die randliche Umbildung zu Biotit gibt GAISER aus den Melilithbasalten der schwäbischen Alb an.

Der Pyroxen ist sehr oft in zwei Generationen ausgebildet; die älteren Einsprenglinge sind scharf idiomorph, oft zonal struiert mit verschiedenen Farben und verschiedener optischer Orientierung in den einzelnen Zonen, beziehungsweise in Kern und Schale. Die herrschende Farbe ist graugrün oder rötlichgrau, der Pleochroismus gering oder nicht wahrnehmbar. — Er gehört zum diopsidischen Pyroxen und umschließt Glaseier, Flüssigkeiten (gelegentlich), Magnetit und Perowskit, selten Hauyn (Grebenstein). — Die Mikrolithe der Effusionsperiode entbehren gemeiniglich der Einschlüsse und verhalten sich wie diejenigen der Basalte. — Es gibt Melilithbasalte, denen der Augit nahezu oder vollständig fehlt und eine Wechselbeziehung zwischen dem Augit- und Melilithgehalt scheint mehrfach vorzukommen. Sicherlich vertritt der Melilith nicht den Feldspat oder ein Feldspatoid, sondern den Augit, was auch aus dem Verhalten der Melilith-führenden Leucitite erhellt. — Die Melilithgesteine sind also entschieden feldspatfreie Gesteine und gehören systematisch zu den Peridotiten und Limburgiten.

Glimmer in braunen bis hellgelbbraunen durchsichtigen Tafeln und Blättern ist ein häufiger Übergemengteil der Melilithbasalte. Er

ist deutlich und stark pleochroitisch, hat aber meistens nur schwache Absorption, wie der Biotit der Peridotite. In manchen Gesteinen scheint er zum Phologopit zu gehören.

Der, oft in bedeutenden Mengen vorkommende, nur sehr selten fehlende Perowskit, der Magnetit und der ihn fast allenthalben begleitende Chromit, der seltenere und spärlichere Granat, der häufig akzessorisch beigesellte Nephelin und der weit seltenere akzessorische Hauyn zeigen keine bemerkenswerten Eigentümlichkeiten. — Rhönit gibt J. Söllner aus einem Melilithbasalt vom Rabenstein bei Sebusein in Böhmen an.

Struktur und Verbreitung der Melilithbasalte.

Die normale Struktur der Melilithbasalte ist die porphyrische und zwar die holokristallin-porphyrische, bei welcher Olivin, Augit und Biotit, sowie bisweilen auch Melilith die Einsprenglinge und neben ihnen Apatit, Perowskit, Chromit, Magnetit, eventuell Hauyn die übrigen intratellurischen Ausscheidungen bilden. Die Reihenfolge derselben ist nach Stelzner Picotit als Einschluß im Olivin, Olivin, Augit, Magnetit und Perowskit, Melilith; Chromit wäre älter als Magnetit, die Entwicklungsperioden von Apatit und Biotit wären nicht sicher zu bestimmen. Ich möchte Chromit nicht von Picotit trennen, die Bildung des in Biotit und Augit beobachteten Apatits an den Anfang der Kristallisation des Gesteins verlegen und Magnetit und Perowskit vor Augit stellen. In dieser Sequenz würden die Anfänge der Bildungsperioden der genannten Mineralien sich folgen, ihr Abschluß ist sehr schwer mit Sicherheit festzustellen. In der Grundmasse folgen sich Olivin, Biotit, Augit, Melilith, Nephelin, wenn ersterer und letzterer überhaupt vorhanden sind. In manchen Fällen könnte man glauben, es sei auch ein amorpher Kristallisationsrückstand vorhanden, doch ist die sichere Entscheidung bei dem schlechten Erhaltungszustand dieser überaus leicht verwitternden Gesteine sehr schwer. Jedenfalls kennt man bisher keine vitrophyrischen Formen. Sicher erkannte Mügge eine Glasbasis in afrikanischen Vorkommnissen und ebenso Lenk bei einem Gange an dem Makinga-Gipfel in Deutsch-Ostafrika. — Durch mehr oder weniger vollkommenes Verschmelzen der intratellurischen und Effusionsperiode wird die Struktur eine körnige. — Die Art und Weise wie der Calcit in den Melilithbasalten auftritt, legt oft die Vermutung einer ursprünglich miarolitischen Ausbildung nahe. Die eckigen Hohlräume sind dann durch Calcit und Zeolithe ausgefüllt.

Typische **Melilithbasalte** finden sich in wenig bedeutenden, schlot- und gangförmigen Vorkommnissen auf der schwäbischen Alb, so am Hochbohl und Bölle bei Owen, Neuhausen bei Urach, Saßberg bei Dettingen unter Urach, Dietenbühl an der Hürbenhalde WNW. Gruorn, Sternberg SW. Gomadingen, Zelge-Egelstein NW. Grabenstetten, Buckleter NW. Urach (E. Fraas gibt Nephelinbasalt von hier an), Jusi-

oder Kohlberg W. Neuffen, Kraftrain NO. Kirchheim, Zettelstadt O. Urach und am Neuhauser Weinberg. In einem Vorkommen an der neuen Straße von Grabenstetten nach Urach wies GAISER den Nosean als Gemengteil nach, der allen anderen schwäbischen Melilithbasalten fehlt. Im Kontakt der schwäbischen Melilithbasalte beobachtete GAISER gelegentlich kalkhornfelsartige Bildungen. Ihnen schließt sich der Basalt von der Ruine, dem Nordhang und Spitzkopf am Wartenberg bei Geisingen SO. Donaueschingen an, während sich die Basalte vom Schloß und vom SO.-Hange des Berges als Nephelinbasalte ohne Melilith und Perowskit erweisen.

H. LENK erwähnt einen schmalen Gang von hauynführendem hypidiomorph-körnigem Melilithbasalt im Gebiet der Haßberge bei Kimmelbach, 8 km nördlich von Hofheim in Bayern, der die durchbrochenen Keupermergel gefrittet und entfärbt hat. — Ferner gehören hierher ein Gang aus dem Granit des pomologischen Gartens bei Görlitz in der preußischen Lausitz, ein bei einer Brunnenabteufung angefahrenes Vorkommen beim Forsthaus Zeughaus im Tale des Großen Zschand im NO. Teile der sächsischen Schweiz und ein damit genau übereinstimmendes Vorkommen am Goldstein unweit des »bösen Hornes« 1 km SW. von dem genannten Forsthaus. An den beiden letzten Punkten ist die Struktur eine sehr deutlich körnige, und die Gesteine haben hohen Biotit- und Melilith- neben geringem Augitgehalt.

BOŘICKY beschrieb als Nephelinpikrite basaltische Gesteine vom Devin bei Wartenberg, vom Crassáberge und vom Horkaberge bei Svetla, welche dadurch von hohem Interesse sind, daß er in dem erstgenannten zuerst den Perowskit als mikroskopischen Gesteinsgemengteil nachwies. Er gab die Zusammensetzung dieser Gesteine als aus Olivin, Nephelin, Biotit, Magnetit, Apatit, Perowskit, Picotit und etwa 33 % eines Cäments bestehend an, welches aus einem Kalksilicat, wahrscheinlich Wollastonit, bestanden habe. STELZNER erkannte den Nephelin als Melilith und stellte das Gestein zum Melilithbasalt. Dasselbe durchbricht nach STELZNER gangförmig den Kreidesandstein des NO. Böhmens bei Wartenberg und läßt sich im Anstehenden und in Lesesteinen vom Ziegenrücken über den Kruhanken und Hammerer Spitzberg in NO. Richtung bis auf den Devin verfolgen. Nach letzterem Berge nennt STELZNER das Gesteinsvorkommen den Deviner Gang. NO. vom Devin tritt ein ganz identisches Gestein wohl als Fortsetzung des Deviner Ganges am Crassáer Spitzberge und am Wege von Crassá nach Drausendorf auf. Dieser mehrere Kilometer lange Gang streicht parallel den aus Nephelinbasalt bestehenden, als Teufelsmauern bezeichneten Gängen in einer 6 km betragenden Entfernung NW. von demselben. Das Gestein des Deviner Ganges zeigt Olivineinsprenglinge in einer dichten Grundmasse, welche von Chromit, Magnetit und Perowskit reichlich durchsprenkelt ist. Magnetit ordnet sich gern kranzförmig um Chromit; Perowskit und Magnetit umsäumen die Olivineinsprenglinge. Melilith in recht kleinen Individuen ist nicht gleichmäßig durch die

Grundmasse zerstreut, sondern zu fluidal geordneten Schwärmen zusammengedrängt. Auch Biotit, zwischen blaßgelblich, lichtgrünlich und lichtbräunlich pleochroitisch und oft mit grünem Saum um die braunen Blättchen ist ebenfalls recht ungleichmäßig verbreitet. Eine farblose doppelbrechende Mineralsubstanz, welche als Nephelin gedeutet wird, bildet bald die Füllmasse für die übrigen Gemengteile, bald sammelt sie sich nesterförmig in körnigen Aggregaten, bald erweist sie sich auf weitere Entfernungen gleichmäßig polarisierend, ähnlich wie in manchen Nephelinbasalten. Dieser Nephelin und der Melilith haben den Hauptanteil am Aufbau der Grundmasse. Augit fehlt vollständig.

Schröder beschreibt etwas nephelinhaltige, auch spärlich melanitführende Melilithbasalte vom Ursprung und aus dem Landesgemeindethal auf Sektion Zwota, Königreich Sachsen.

Cohen beschrieb wohl das erste Melilithaugitgestein von afrikanischem Boden aus der Umgebung von Palabora, am Zusammenfluß von Silati und Olifant in Südafrika. Das Gestein ist grobanamesitisch, grau, drusig, mit kleineren und größeren Drusen, deren Wandlungen mit honiggelben, 1,5 mm großen Humboldtilith-Tafeln besetzt sind. Der größte Hohlraum des beschriebenen Handstückes wird von einer dünnen, gebogenen Platte von ged. Kupfer durchsetzt. Das Gestein besteht zu über 33 % aus Melilith, leistenförmig in Schnitten parallel der Hauptachse, regellos oder rundlich begrenzt in Querschnitten; die Doppelbrechung ist negativ und äußerst schwach im Zentrum der Individuen, die sonst so häufige Pflockstruktur fehlt. — Der hellgrüne, farblos durchsichtige Augit bildet einfache Körner und Zwillinge. Eingeklemmt zwischen Augit und Melilith ist eine sehr opake, bräunlich durchscheinende Basis. Auch finden sich im Dünnschliff kleine Pünktchen und Flitterchen von Kupfer. Er meint, für eine Schlacke sei die Masse nicht zu halten, doch könne das einzig vorliegende Stück vielleicht beim Bau eines Schmelzofens verwendet sein und daher das Glas und das Kupfer rühren.

Die letzten Jahre haben gezeigt, daß Melilithgesteine in den alkalischen Gebieten Afrikas eine recht beträchtliche Verbreitung haben und dabei eine gewisse Mannigfaltigkeit zeigen. So geben Prior Melilithbasalt aus Madagaskar, M. Weber von den westlichen Gilletbergen im Galla-Lande an. — O. Mügge beschreibt einen, dem Euktolith jedenfalls sehr nahestehenden Melilithbasalt vom Fuße des Dönjo Ngai (der amtliche Namen lautet heute Oldonyo-Engai), im ostafrikanischen Graben auf deutsch-ostafrikanischem Gebiete. Einsprenglinge von Meroxen mit $\varrho < v$, $2E = 12^0 52'$ in großen Tafeln, Olivin und Pyroxen mit grünem Kern und grauvioletter oder gelblicher Schale, ohne kristalline Begrenzung, während der Olivin sie besitzt, liegen in einer ziemlich phaneromeren Grundmasse aus Biotit, Melilith, beide mit ausgefaserten Rändern, Augitkörnern und farbloser bis gelblicher Basis mit viel Magnetit und doppelbrechendem, zwillingsgestreiftem Perowskit. Neben Melilith kommt Nephelin stellenweise reichlich vor und die Schliffe

einiger Proben sehen geradezu nephelinitähnlich aus. — Ebenso gibt Lenk Kunde von einem Vorkommen am Makinga-Gipfel in Südostafrika. — Mir liegen Handstücke vor, die von Prof. K. Uhlig und Dr. Jäger auf der Otto Winter-Expedition im ostafrikanischen Graben gesammelt wurden. In einer Probe aus der Singa-Schlucht, NNO. vom Vulkan Oldonyo Engai finden sich ganz vereinzelte mikroskopische Einsprenglinge von Olivin, sehr zahlreiche von optisch negativem Melilith in scharfen Kristallen, die ohne Veränderung des optischen Charakters ausnahmslos eine schmale Randzone mit etwas stärkerer Doppelbrechung haben, als der Kern der Kristalle und ebenfalls zahlreiche Perowskite in idiomorphen Oktaëdern. Einsprenglinge von Pyroxen fehlen anscheinend gänzlich. Die holokristalline Grundmasse besteht aus denselben Melilithen und Perowskiten in einer zweiten Generation, deren Zwischenräume zum kleineren Teil von schwach doppelbrechenden und isotropen Zeolithen, weit häufiger von stahlblauem Arfvedsonit in Einzelindividuen und büscheligen Aggregaten als letzter Bildung ausgefüllt werden. Magnetitoktaëder sind ziemlich reichlich und gleichmäßig eingesprengt, ohne daß sich entscheiden ließe, ob sie der intratellurischen oder der Effusionsperiode oder beiden angehören. Die Menge der Grundmasse ist weit geringer, als die der Einsprenglinge. Kleine Körner und Stäbchen von Pyroxen sind nur in geringer Menge vorhanden. — Ein anderes Vorkommen von dem kleinen Tuffkrater SW vom Gelei-Vulkan im ostafrikanischen Graben enthält sehr kleine Einsprenglinge eines grauen Pyroxens mit starker Dispersion der Achse A, mit sehr schwacher Bissectricendispersion und der Auslöschungsschiefe des Diopsides, ganz vereinzelte korrodierte Blättchen von hellbraunem Glimmer, große Mengen desselben Melilithes, wie am Oldonyo-Engai, bei dem aber der stärker doppelbrechende schmale Rand kaum erkennbar ist, und spärliche Perowskite in einer spärlichen und so stark mit fremdem Erzstaub erfüllten Grundmasse, daß sich darin außer den Melilithen zweiter Generation nichts weiter bestimmen läßt. In beiden Vorkommnissen fehlt den Melilithen jede Andeutung einer Pflockstruktur. — Herr Hauptmann Herrmann sammelte in dem Lavafelde Muhira am Nordufer des Kiwu-Sees im zentralafrikanischen Graben leucitreiche Melilithbasalte, welche von Finkh beschrieben wurden.

Die von Twelvetrees und Petterd in dem Distrikt Shannon entdeckten und beschriebenen Melilithbasalte wurden von F. P. Paul zu den Nephelin-Melilithbasalten gestellt, wo sie oben S. 1449 Erwähnung fanden.

Alle bisher aufgefundenen Melilithbasalte treten in typischen Gebieten der Alkaligesteine auf. Nur von dem durch E. Cohen beschriebenen Vorkommen des Kaplandes läßt sich das nicht erweisen. Aber ich halte es für wichtig, darauf hinzuweisen, daß Lacroix aus den Kimberliten von Monastery Nephelin angibt.

Tuffe, welche geologisch mit dem schwäbischen Melilithbasalte verknüpft sind, beschreiben PENCK (Z. D. G. G. 1879, XXXI. 540 sqq.) von der Kuller Mühle unweit Essingen, von Owen und von Dettingen bei Urach und GAISER. Es sind reichlich mit fremden Gesteinsbrocken untermengte, durch Calcit verkittete Lapillituffe. Die Lapilli sind z. T. sehr glasreich und enthalten neben Olivin, Augit, Magnetit und Perowskit auch Nephelin. Doch möchte man bei der Schilderung mancher Nepheline wohl an Melilith denken, dessen Ausscheidung derjenigen des Nephelins vorausgehen sollte. GAISER gibt Melilith, Biotit, Hornblende und Spinell an und stellte durch Schlämmversuche die Anwesenheit von Granat, Zirkon und Rutil fest, die aber wohl kaum zum Bestande des Eruptivgesteins gehören dürften.

Die Familie der Limburgite und Augitite.

Literatur.

Max Bauer, Beiträge zur Kenntnis der niederhessischen Basalte. S. B. A. 1900. XLVI. 1023.

R. Beck, Erläuterungen zu Sektion Kreischa-Hänichen und Sebnitz-Kirnitzschtal der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892. 1895.

R. Beck und J. Hibsch, Erläuterungen zu Sektion Großer Winterberg-Tetschen der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

J. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.

— Etude géologique du massif ancien situé au sud du massif central. Paris 1889.

Em. Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag 1873.

L. G. Bornemann jun., Bemerkungen über einige Basaltgesteine aus der Umgegend von Eisenach. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1882. Berlin 1883. 149—157.

H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. 1880. Berlin 1881.

— Basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Dasselbe für 1881. Berlin 1882.

— Der nordwestliche Spessart. Abhdl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 12. Berlin 1892.

K. Busz, Über die Umwandlung von Spateisenstein in Magneteisen durch Kontakt am Basalt. N. J. Centralblatt 1901. 489.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bol. Com. Mapa geol. de España. 1882. IX.

F. J. P. van Calker, Mikroskopische Bilder Schonen'scher Basalte. Mitteil. aus dem Mineral.-Geolog. Institut der Reichsuniversität zu Groningen. Bd. I. Heft I. 173. 1905.

J. Chautard, Sur les roches volcaniques de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal). C. R. CXLIII. 919. 1906.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel, Roßdorf und Darmstadt der geolog. Karte des Großherzogtums Hessen. Darmstadt 1886. 1891.

— Mitteilungen aus den Aufnahmegebieten. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 8. 28.

— Notizen aus den Aufnahmegebieten des Sommers 1888. Ibidem. Darmstadt 1888. IV. Folge. Heft 9. 30.

— Neue Basaltvorkommen im Odenwald. Ibidem. Darmstadt 1891. IV. Folge. Heft 12.

Jul. Morgan Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.

E. Cohen, Limburgit von Forst. XV. Versamml. des Oberrh. geolog. Vereins zu Dürkheim. 1882. 7.

T. W. E. David, W. F. Smeeth, J. A. Schofield, Notes on Antarctic rocks collected by Mr. C. Borchgrevink. Journ. and Proc. New South Wales Roy. Soc. 1895. XXIX. 461. (N. J. 1899. I. -476-.)

ARTH. DIESELDORF, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine und Fossilien der Chatam-inseln, sowie einiger Gesteine und neuer Nephritfundorte Neu-Seelands. Marburg 1901.

C. DOELTER, Über Pyroxenit, ein neues basaltisches Gestein. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1882. No. 8. 140.

— Die Vulkane der Caperden und ihre Produkte. Graz 1882.

FR. EICHSTÄDT, Skånes basalter mikroskopisk undersökta och beskrifna. Stockholm 1882.

GEO. J. FINLAY, The geology of the San José District, Tamaulipas, Mexico. Annals New York Acad. of Sc. XIV. 247. 1904.

O. FROMM, Petrographische Untersuchung von Basalten aus der Gegend von Cassel. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 43.

FR. GRAEFF, Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitt. Gr. Bad. geol. Landesanst. 1892. II. 410.

— Petrographische und geologische Notizen aus dem Schwarzwald. Ber. über die Verh. d. Oberrhein. geol. Ver. — 33. Vers. in Donaueschingen. 1900. Stuttgart. S. 51.

K. GRUSS, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine des Kaiserstuhlgebirges. Tephritische Strom- und Ganggesteine. Mitt. Gr. Bad. geol. Landesanst. 1900. IV. 85.

H. HAAS, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogtümer Schleswig-Holstein. Kiel 1885.

FR. H. HATCH, Notes on the petrographical characters of some rocks collected at Madagascar by the Rev. BARON. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 178. 340.

— The lower carboniferous volcanic rocks of East-Lothian (Carlton Hills). Trans. Roy. Acad. Edinburgh. 1892. XXXVII. 115.

R. HEINICH, Die geologisch-petrographischen Verhältnisse der Umgegend von Rothau im böhmischen Erzgebirge. N. J. B.-B. XXIII. 474. 1907.

HERRMANN, Das Vulkangebiet des zentralafrikanischen Grabens. Mitt. aus den deutschen Schutzgebieten. XVII. 42. Berlin 1904.

O. HERRMANN und R. BECK, Erläuterungen zu Sekt. Hinterhermsdorf-Daubitz der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1897.

J. E. HIBSCH, Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 95.

— Erläuterungen zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt Tetschen. T. M. P. M. 1896. XIV. 201. — Blatt Bensen, ibidem 1897. XVII. 1. — Blatt Rongstock-Bodenbach, ibidem 1899. XIX. 1. — Blatt Großpriesen, ibidem 1902. XXI. 465. — Blatt Kostenblatt-Milleschau, ibidem 1905. XXIV. 243.

K. HINTERLECHNER, Vorläufige Mitteilungen über die Basaltgesteine in Ostböhmen. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1900. 110.

— Über Basaltgesteine aus Ostböhmen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1900. L. 497.

B. HOBSON, On Irish augitite. Geol. Mag. (3.) IX. 348. 1892.

TH. H. HOLLAND, On some norites and associated basic dykes and lava-flows in Southern India. Records geol. Survey of India. 1897. XXX. part 1. 16.

A. W. HOWITT, Notes on samples of rocks collected in the 180 mine at Bendigo. Special reports issued under the authority of the Minister of Mines. Victoria 1893.

J. SHEARSON HYLAND, Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. T. M. P. M. 1888. X. 203.

C. VON JOHN, Chemische und petrographische Untersuchungen an Gesteinen von Angra Pequena, der Cap Verdischen Insel St. Vinzente, dem Cap Verde und der Insel San Miguel (Azoren). Jahrb. k. k. geol. R. 1896. XLVI. 279.

D. W. JOHNSON, The geology of the Cerrillos Hills, New Mexico. Contributions from the Geol. Deptmt. of Columbia University. Vol. X. No. 90. New York 1903.

G. KLEMM, Die beim Bau der Bahnlinie Laubach-Mücke in Oberhessen entstandenen Aufschlüsse. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. in Darmstadt. IV. Folge. Heft 23.

A. Knop, Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.

P. Krusch, Beitrag zur Kenntnis der Basalte zwischen der Lausitzer Neisse und dem Queiß. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. für 1894. 279.

A. Lacroix, Sur les roches à néphéline de Tahiti. C. R. 1904. CXXXIX. 953. — Bull. Soc. min. Fr. 1904. XXVII. 272.

H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogtum Bremen. Aus: Abhdlg. herausg. v. d. naturw. Ver. zu Bremen. Göttingen 1879. 149 sq.

— Zur Kenntnis der Verbreitung niederhessischer Basaltvarietäten. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. XXVI. 272. Berlin 1906.

H. Lenk, Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Würzburg 1887.

— Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus: „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle". 1894.

A. Leppla, Zur Kenntnis des Limburgit von Forst. 41. Jahresber. der Polichia für 1882.

G. Linck, Die Basalte des Elsaß. Straßburg 1887.

Edw. C. E. Lord, Über die Basalte des Fichtelgebirges. Heidelberg 1894.

J. Martin, Erratische Basalte aus dem Diluvium Norddeutschlands. Abhdl. nat. Ver. Bremen 1903. XVII. 485.

— Beitrag zur Kenntnis der erratischen Basalte. Z. D. G. G. 1907. LIX. 49.

A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. N. J. B.-B. III. 1884. 283—287.

A. Michel-Lévy, Le Mont-Dore et ses alentours. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 743.

L. Milch, Über Gesteine aus Paraguay. T. M. P. M. 1895. XIV. 383.

— Über die chemische Zusammensetzung eines Limburgites, eines phonolithischen Gesteins und einiger Sandsteine aus Paraguay. T. M. P. M. XXIV. 213. 1906.

H. Möhl, Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta d. k. Leop.-Carol. Deutsch. Akad. d. Naturf. Dresden 1878. XXXVI. 4.

— Die Basalte der preußischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. d. naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.

— Glasiger Hauynbasalt (Hauyntachylyt) von den Südsee-Inseln. N. J. 1875. 719.

— Lichter Magmabasalt vom Kratzenberg bei Cassel. N. J. 1876. 725.

F. Möhle, Beitrag zur Petrographie der Sandwich- und Samoa-Inseln. N. J. B.-B. XV. 66. 1902.

Ed. Möller, Petrographische Untersuchung einiger Gesteine der Rhön. N. J. 1888. I. 81.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885 und N. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.

K. Oebbeke, Beiträge zur Kenntnis einiger hessischer Basalte. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 390.

Joh. Petersen, Geschiebestudien. Beiträge zur Kenntnis der Bewegungsrichtungen des diluvialen Inlandeises. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg. XV. 1899.

W. Poetz, Beiträge zur Kenntnis der basaltischen Gesteine von Nord-Syrien. Z. D. G. G. 1896. XLVIII. 522.

G. T. Prior, Petrographical notes on the rock specimens collected in the Little Island of Trinidad, South-Atlantic, by the Antarctic Expedition of 1839—1843 under Sir James Clark Ross. Min. Mag. 1900. XII. 317.

— Tinguaites from Elfdalen and Rupbachthal: basalts from Madagascar and the Soudan. Min. Mag. 1901. XIII. 86.

Franc. Quiroga, Limburgita de Nuévalos (Zaragoza). Anal. Soc. Esp. de hist. nat. Madrid 1885. XIV. 72—93.

W. Ramsay und E. T. Nyholm, Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. Bull. Commission géol. Finlande. No. 1. Helsingfors 1895.

A. Renard, Notice sur les roches de l'île Heard. Bull. Acad. Roy. Belg. 1886. (3.) XII. No. 8.

O. Reuber, Die Basalte südlich von Homberg a. d. Efze bis zum Knüllgebirge. N. J. B.-B. XIX. 1904. 503.
Fr. Rinne, Über Limburgite aus der Umgebung des Habichtswaldes. S. B. A. 1889. XLVI.
— Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. für 1892. Berlin 1893. — Dasselbe für 1897. Berlin 1898.
— Über norddeutsche Basalte. S. B. A. 1894. LI. 1223.
H. Rosenbusch, Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls. N. J. 1872. 35 sqq.
A. Rosiwal, Zur Kenntnis der kristallinischen Gesteine des zentralen Balkan. Denkschrift W. A. W. 1890. LVII. 265.
— Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. Denkschr. math.-naturw. Klasse d. Akad. d. Wiss. Wien. LVIII. 1891.
Justus Roth, Petrographische Beiträge. M. B. A. 13. Jan. 1881.
F. Schalch, Erläuterungen zu Sektion Glashütte-Dippoldiswalde der geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1888.
W. Schottler, Über einige Basalte der Umgegend von Gießen. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1899. (4.) XX. 21.
— Geologische Beobachtungen beim Bau der Bahnlinie Grebenhain-Gedern. Ibidem. Darmstadt 1904. (4.) Heft 25.
L. Schulte, Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebung der Dauner Maare. Verhdl. d. naturf. Ver. Bonn 1891. XLVIII. 174.
W. Schultz, Beiträge zur Kenntnis der Basalte aus der Gegend von Homberg a. Efze. N. J. B.-B. XVI. 241. 1903.
A. Schwantke, Über die Basalte der Gegend von Marburg, insbesondere das Vorkommen von Amöneburg. Sitzber. d. Ges. z. Beförd. d. ges. Naturw. Marburg 10. Nov. 1902. 164.
E. von Seyfried, Geognostische Beschreibung des Kreuzberges in der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanstalt für 1896. Berlin 1897.
Al. Siegmund, Die Basalte der Steiermark. T. M. P. M. 1898. XVII. 526.
Jul. Soellner, Geognostische Beschreibung der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1901.
— Über Rhönit, ein neues änigmatitartiges Mineral und über das Vorkommen und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen. N. J. 1907. B.-B. XXIV. 475.
Herm. Sommerlad, Vorläufiger Bericht über hornblendeführende Basalte. XX. Ber. d. Oberhess. Ges. für Natur- u. Heilkunde. 1881.
— Über hornblendeführende Basaltgesteine. N. J. B.-B. II. 1882. 139.
A. Stelzner, Melilithführender Nephelinbasalt von Elberberg in Hessen. N. J. 1883. I. 207.
F. Tannhäuser, Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteinen aus der argentinischen Republik. N. J. B.-B. XXII. 555. 1906.
A. E. Törnebohm, Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 84. 692—709.
Fr. Toula, Zur Kenntnis der kristallinischen Gesteine des zentralen Balkan. N. J. 1890. I. 265.
— Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. N. J. 1890. I. 573.
C. Trenzen, Beiträge zur Kenntnis einiger niederhessischer Basalte. N. J. 1902. II. 1.
P. Venukoff, Les roches basaltiques de la Mongolie. St. Petersburg 1888.
Fr. Waitz von Eschen, Die Basalte östlich der Linie Wabern-Gensungen. Marburg a. L. 1906.
H. S. Washington, Catalan Volcanoes and their rocks. Amer. Journ. 1907. XXIV. 217.
Rich. Wedel, Über das Doleritgebiet der Breitfirst und ihre Umgebung. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1890. Berlin 1892. 1.
K. Went, Über einige melanokrate Gesteine des Monzoni. S. W. A. CXII. 237. 1903.

L. VAN WERVEKE, Beitrag zur Kenntnis der Limburgite. N. J. 1879. 481.
GEO. H. WILLIAMS, Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 178.
FERD. VON WOLFF, Beiträge zur Geologie und Petrographie Chile's unter besonderer Berücksichtigung der beiden nördlichen Provinzen Atacama und Coquimbo. Z. D. G. G. 1899. LI.
FR. EUG. WRIGHT, Die foyaitisch-theralithischen Eruptivgesteine der Insel Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasilien. T. M. P. M. 1901. XX. 302.
FERD. ZIRKEL, Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine. Bonn 1870.
J. M. ZUJOVICS, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Die Limburgite und Augitite sind gemeinschaftlich dadurch charakterisiert, daß sie weder Feldspat noch ein feldspatähnliches Mineral als wesentlichen Gemengteil enthalten, daß dagegen ein basaltischer Augit in hervorragender Weise an dem Aufbau derselben Anteil hat. Die beiden Gruppen unterscheiden sich dadurch, daß in den Limburgiten der Olivin sich zum Augit als wesentlicher Gemengteil gesellt, während dieses Mineral den Augititen gänzlich oder bis auf unbedeutende Spuren fehlt. Hierin liegt es bereits ausgesprochen, daß Zwischenformen, wohl auch Übergänge zwischen den beiden Gruppen vorkommen. Man kann alle Limburgite und Augitite, vielleicht mit Ausnahme der Glieder einer bisher nur an wenigen Orten nachgewiesenen, an Elaeolithsyenite gebundenen Gangformation, als feldspatfreie basaltische Gesteine bezeichnen. Es ist nicht zu übersehen, daß wir keine feldspatfreien, rein trachytischen Gesteine kennen; das beweist, mit welch richtigem Takt BUNSEN die neovulkanischen Gesteine in trachytische und pyroxenische einteilte. Die echten effusiven Limburgite verhalten sich zu der limburgitischen Gangformation mancher Elaeolithsyenite ebenso wie die lamprophyrischen Ergußgesteine zu der je entsprechenden Ganggesteinsgruppe und hätten daher auch in dem folgenden Kapitel diesen angeschlossen werden können.

Gesteine von der Zusammensetzung der Limburgite wurden zuerst von ZIRKEL beobachtet und in seinen »Basaltgesteinen« beschrieben. Die untersuchten Handstücke stammten von der Blauen Kuppe bei Eschwege (es liegt wohl eine Verwechslung mit einem andern Punkt der Gegend von Eschwege vor), von Naurod bei Wiesbaden und von Plaschen bei Eisenach. Der letztgenannte Ort existiert nicht und BORNEMANN hat es wahrscheinlich gemacht, daß die untersuchten Stücke von der Stopfelskuppe bei Eisenach stammten. ZIRKEL hat jedoch diese Vorkommnisse nicht zu einer eigenen Gruppe verbunden, wohl weil ihm deren Bedeutung entging. Später fand ich diesen Typus der tertiären feldspatfreien Gesteine an der Limburg am Kaiserstuhl wieder, und nannte ihn **Limburgit.** Gleichzeitig und unabhängig entdeckte und beschrieb BOŘICKY durchaus identische Vorkommnisse in Böhmen, und bezeichnete sie als Magmabasalte. Jede dieser Bezeichnungen ist gleichberechtigt: ich ziehe die von mir gewählte vor, weil sie für

den genetischen Zusammenhang dieser Gruppe auch im Namen keine Grenze zieht. Irrtümlicherweise wird hie und da angenommen, Limburgit und Magmabasalt seien verschiedene Dinge.

Die Abteilung der **Augitite** wurde unabhängig und ziemlich gleichzeitig von Doelter auf den Inseln des Grünen Vorgebirges und von Zujovics in den Anden von Venezuela aufgefunden, und war ursprünglich mit dem bereits für Glieder der kristallinen Schieferformation verwendeten Namen Pyroxenit belegt worden.

Die Limburgite oder richtiger eine sehr kleine Abteilung derselben, welche man vielleicht als feldspatfreie eigentliche Basalte auffassen kann, haben scheinbar ihre Vorläufer in den Pikritporphyriten der paläovulkanischen Gesteinsreihe und in gewissen Peridotiten der Tiefengesteine. Die Analogie ist jedoch auch in dieser Beschränkung nur z. T. eine zutreffende. Wir kennen weder einen Limburgit oder Augitit, noch einen Pikritporphyrit, welcher nicht unter gewissen Entwicklungsbedingungen einen feldspatigen Gemengteil hätte ausscheiden können, ja müssen; dagegen gibt es Peridotite, welche unter keinen denkbaren Bildungsverhältnissen hätten feldspathaltig werden können. Die Limburgite und Augitite sind ihrer Mehrzahl nach sonach nicht notwendig, sondern nur zufällig feldspatfreie Gesteine, gewissermaßen olivinhaltige und olivinfreie Trachydolerite, Tephrite, Nephelin-, Leucit- und Melilithgesteine, deren intratellurische und deren Effusionsperiode abschloß, ehe die Ausscheidung von Feldspat, Nephelin, Leucit oder Melilith begonnen hatte. Sie sind ein Grenzglied der foyaitischen Magmen in effusiver Gestaltung und entsprechen der Art ihres Mineralbestandes nach den Peridotiten, Hornblenditen und Pyroxeniten der Essexitreihe; die Pikritporphyrite und Peridotite sind Grenzglieder der gabbroiden Magmen in effusiver und abyssischer Gestaltung. Nur aus einem Gebiete echter gabbroider Magmen, aus dem Süden der Präsidentschaft Madras in Ostindien, beschreibt Th. H. Holland ein mit Olivinnoriten geologisch aufs engste verknüpftes Vorkommen eines den Limburgiten verwandten Gesteins »als Magmabasalt ohne Augit«. Dasselbe bildet ein nur zollbreites Gangtrum in den Anorthositen bei Poorsy, NNW. von Wandiwash, über die man oben S. 354 vergleichen wolle. Das Gestein enthält in einer von Magnetitstaub getrübten und mit winzigsten farblosen Mikrolithen unbestimmter Art erfüllten Glasbasis bis 3 mm große Einsprenglinge von Olivin.

Mineralbestand der Limburgite und Augitite.

Zu den wesentlichen Gemengteilen der Limburgite und Augitite, Olivin und Augit, gesellen sich wohl ziemlich ausnahmslos Magnetit oder Ilmenit und Apatit. Ebenso ist ausnahmslos, aber allerdings in sehr schwankender, oft auf ein Minimum herabsinkender Menge eine Glasbasis vorhanden, ein Kristallisationsrückstand. Die normale Zusammensetzung ist sehr verbreitet. Nicht selten aber treten in kleiner

Menge, die genetischen Beziehungen zu bestimmten basaltoiden Gesteinen andeutend, Plagioklas, Nephelin, Leucit, Hauyn, Melilith, Chromit und Perowskit auf. Auch Titanit wird hie und da als akzessorisch vorhanden angegeben. Biotit in den bei Nepheliniten und Nephelinbasalten üblichen Formen ist in einer bestimmten Abteilung nicht gerade selten. — Die Hornblende ersetzt in einer noch wenig bekannten Abteilung der Augitite und olivinarmen Limburgite den Augit in einer gewissen Weise. — Rhönit wurde von Soellner in Limburgit vom Lödershag bei Oberbach unfern Brückenau, bei Oberwachenbrunn zwischen Bischofsheim und Gerfeld, vom Haidküppel bei Oberrod in der Rhön, vom Pechsteinkopf bei Forst in der Pfalz und vom Hasenberg in Böhmen nachgewiesen.

Der Olivin, welcher bald nur in einer älteren intratellurischen, bald auch noch in einer mikrolithischen Generation der Effusionsperiode entwickelt ist, hat ganz die Eigenschaften des Olivins der Basalte und Trachydolerite. Bald eisenreich, bald eisenarm, zeigt er auch die chemischen und mechanischen Deformationen wie im Basalt, und die gleichen Umwandlungen. Bei roter Farbe, welche sich wohl vorwiegend bei den eisenreichen, hyalosiderit- und fayalitähnlichen Arten entwickelt, ist er oft deutlich pleochroitisch. Bauer (N. J. 1887. I. 1) bestimmte am Hyalosiderit von der Limburg bei nach (010) tafelförmigen, oder nach c, beziehungsweise nach a säulenförmigem Habitus die Flächen von (110), (120), (010), (021), selten (101), (111), (001). — Der Idiomorphismus der mikrolithischen Olivine ist stets, der der älteren Generation oft ein vollendeter.

Der Augit ist ebenfalls entweder in zwei oder nur in einer Generation vorhanden; doch ist hervorzuheben, daß wohl nie die Augite der Effusionsperiode, dagegen oft die der intratellurischen fehlen, während dieses bei dem Olivin umgekehrt ist. Die Menge des Augits jüngerer Generation steht, von den hornblendereichen Augititen abgesehen, in einer strengen Beziehung zum Basisreichtum der Gesteine; sie ist um so größer, je spärlicher die Basis vorhanden ist. Auch der Idiomorphismus der Augite ist ein hoher, oft ein vollkommener. Wie bei allen basaltischen Gesteinen ist der Habitus säulenförmig nach c oder tafelförmig nach (100), welches oft gebogen oder eingesenkt ist. Spaltbarkeit, Zonarstruktur, Zwillingsbildungen und Einschlüsse sind wie bei den trachydoleritischen Gesteinen. Glaseinschlüsse herrschen, Flüssigkeitseinschlüsse sind selten. Umwachsung von Olivin durch Augit kommt vor. — Der Habitus der Augite, ihre Farbe und ihr Pleochroismus wechselt und entspricht bald dem Verhalten im Basalt, bald demjenigen in den Trachydoleriten, Tephriten, Nephelin- und Leucitgesteinen. Auch zweierlei verschiedene Augite treten oft nebeneinander auf, und fast stets kann man Farbenunterschiede zwischen den Einsprenglingen und den Augiten der Grundmasse erkennen. Die Einsprenglinge pflegen zum violetten Titanaugit mit Sanduhrbau zu gehören und haben bisweilen Mäntel von grünem Ägirinaugit.

Die Hornblende der Limburgite und Augitite ist stets braun, oft stark, oft nur schwach pleochroitisch. Ihr Habitus ist meist ausgesprochen prismatisch, der Idiomorphismus vollkommen. In den mit Elaeolithsyeniten verbundenen Augititen ist sie zweifellos jünger, als der Augit, denn sie umwächst diesen. Auch sie ist bald, jedoch selten in zwei Generationen, bald nur in einer vorhanden. — Beachtung verdient das von Hibsch beobachtete Auftreten großer Hornblende-Einsprenglinge in einem olivinfreien »Magmabasalt« von Plundrich's Kuppe, SO. von Sulloditz auf Blatt Großpriesen. Auch in andern Typen der basaltoiden theralithischen Ergußgesteine kommt gelegentlich eine ähnliche Wechselbeziehung von Hornblende und Olivin zur Wahrnehmung.

Während das Vorkommen winziger Biotitblättchen, zumal gern an die Erzkörnchen des Gesteins angeheftet, nicht selten ist, gehören doch große Biotiteinsprenglinge, wie sie J. J. Jahn (bei Hinterlechner) 1 bis 2 Quadratcentimeter groß und 3 mm dick aus dem Limburgit des Spojiler Waldes bei Pardubitz in Ostböhmen beschreibt, und wie sie nach Hibsch zahlreich, wenn auch kleiner, in den Limburgiten der kleinen Kuppe östlich der Straße von Palitsch nach Nedwieditsch und am Katzenbergel auf Blatt Kostenblatt-Milleschau vorkommen, zu den Seltenheiten.

Das Auftreten des Rhönits, dessen Eigenschaften bei den Trachydoleriten beschrieben wurden, bedingt in den Limburgiten, wie in den verwandten Gesteinen, eine oft weitgehende Verminderung des Gehaltes an Eisenerzen, wie schon Soellner hervorhob.

Die akzessorischen Mineralien haben dieselben Eigenschaften wie in den entsprechenden basaltoiden Gesteinen*.

Die Basis der Limburgite und Augitite ist nach Menge und Farbe sehr wechselnd. Sie beträgt in einzelnen Vorkommnissen bisweilen ebensoviel wie die Ausscheidungen (Limburg, Gethürms bei Angerod, Palma, Serra de Tinguá in der Provinz Rio de Janeiro, Brasilien), und sinkt in andern bis auf schwer nachweisbare Spuren herab. Basisarme Gesteine sind häufiger, als basisreiche; auch in demselben Gesteinskörper wechselt ihre Menge zwischen diesen äußersten Extremen (Limburg bei Sasbach), wahrscheinlich, wenn auch nicht nachgewiesenermaßen, mit der Entfernung von der Abkühlungsoberfläche. — Bisweilen blutrot bis gelbrot (Limburg) oder orangerot (Palma) ist sie zumeist bräunlich und dann gern globulitisch gekörnelt, oder farblos und dann gern mikrolithen- und trichitenhaltig. Nach dieser Farbenverschiedenheit unterschied Bořicky in Böhmen »dunkle« und »lichte Magmabasalte«; er fügt hinzu, daß die Basis der ersteren reich an Trichiten und Augitskeletten, die der letzteren dagegen reich an spießigen Mikrolithen oder an körnig staubigen, grauen oder gelblichen Gebilden sei. In den Limburgiten der Rhön und des Vogelsbergs fand Bücking, daß die Basis derselben bei brauner Farbe von Salzsäure kaum oder gar

* Ein nicht sicher bestimmbares gelbes Mineral im Limburgit des Kleinen Winterberges auf Blatt Sebnitz-Kirnitzschtal, Sachsen, wird von Beck mit Laavenit verglichen.

nicht angegriffen wurde, während sie bei heller Farbe oder Farblosigkeit mit Salzsäure gelatinierte. In der Gelatine schieden sich beim Eintrocknen Kochsalzwürfelchen aus. Die ersteren Limburgite nennt er Limburgite erster Art und parallelisiert sie mit den Feldspatbasalten, die letzteren heißen bei ihm Limburgite zweiter Art und werden von Nephelinbasalten abgeleitet. Diesen Standpunkt wird man heute nicht mehr aufrecht erhalten können. In andern Limburgiten findet sich in schwankenden Mengen und fleckenweise wechselnd eine braune, von Salzsäure nicht auflösbare und eine helle, mit Salzsäure gelatinierende Basis. Da aus der Gelatine solcher Gesteine sich Kochsalzwürfelchen abscheiden, so meint Bücking, diese dritte Form verhalte sich zu den Basaniten oder Basanitoiden, wie die erste zum Feldspat-, die zweite zum Nephelinbasalt. Sollte nicht die eine Basisart von eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten herrühren? Die Differenzierung eines einheitlichen Magmas in einen löslichen und einen unlöslichen Teil wäre auffallend. — Die farblose Basis der Limburgite wird verhältnismäßig leicht von den Atmosphärilien kryptokristallin umgewandelt. — Doelter fand, daß die Basis mancher Limburgite auf den Inseln des Grünen Vorgebirges von Salzsäure z. T. unter Ausscheidung pulveriger Kieselsäure gelöst werde.

Struktur und Verbreitung der Limburgite und Augitite.

Die Struktur der Limburgite und Augitite ist bei normaler Ausbildung eine porphyrische, insofern eine ältere Generation von Augit sehr häufig, eine solche von Olivin oder Hornblende seltener einer jüngeren Generation derselben Mineralien gegenübersteht. Dabei ist ganz ausnahmslos die besondere Ausbildungsform eine hypokristallinporphyrische. Man kennt bisher keine holokristallin-porphyrische und keine holokristallin-körnige Entwicklung. Wohl aber kommt und nicht eben allzu selten insofern eine Abweichung von der porphyrischen Struktur vor, als die intratellurischen Mineralbildungen vollkommen fehlen, so daß die Gesteine in absolut flüssigem Zustande oder doch höchstens mit bereits ausgeschiedenem Erz und Apatit zutage traten oder in Gängen aufstiegen.

Als Typus der glasreichen **Limburgite** wird man das in großen Steinbrüchen aufgeschlossene Vorkommen von der Limburg bei Sasbach* am Kaiserstuhl ansehen dürfen, dessen Glasbasis ihres hohen Wassergehalts wegen zu den Pechsteingläsern gezählt werden muß. Dieselbe ist stellenweise fast mikrolithenfrei, an andern Stellen dagegen

* Als Nachtrag zu meiner oben zitierten Arbeit über den Limburgit möchte ich hier bemerken, daß derselbe an der Lokalität, nach der ich ihn benannte, auch in kompakter Decke oder vielmehr als Strom auftritt, und daß mir heute auch das damals beschriebene Vorkommen nach oft erneuter Betrachtung nicht mehr als ein Agglomerat scheint aufgefaßt werden zu können. Wenn Zirkel (Mikroskop. Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine, p. 440, Anm. 1) den Limburgit eher

bis zum fast vollständigen Verschwinden des Glases durch Augit- und Olivinmikrolithe ersetzt, denen sich hie und da in geringer Menge Feldspatmikrolithe von trichitischem Habitus beigesellen. — Ein anderes, ähnliches Vorkommen vom Kaiserstuhl ist mir nur durch Lesestücke aus der Gegend von Ihringen bekannt geworden. — Derselben geologischen Formation gehört wohl der Limburgit von Reichenweier im Ober-Elsaß an. Von dem lichtgelben bis farblosen Augit desselben erwähnt Linck außer der normalen Spaltbarkeit nach (110) auch eine Absonderung nach (100), und eine Querabsonderung in den Schnitten der Vertikalzone. Der Olivin ist alkali- und tonerdehaltig, was doch wohl durch Interpositionen bedingt sein dürfte. Das Gestein führt zahlreiche Einschlüsse von Sandstein, Schiefer, Quarz, Gneiß und Kalkstein, welche z. T. ähnlich wie auch sonst in basaltischen Gesteinen verändert sind. Die kleineren sind oft vollkommen eingeschmolzen und haben Residua eines tachylytähnlichen Glases hinterlassen. Das Gestein ist glasarm, die Basis gelatiniert nicht mit Säure.

Nach dem Verhalten seiner Basis gegen Salzsäure gehört der von Cohen und Leppla beschriebene Limburgit vom Pechsteinkopf bei Forst in der Pfalz zum Limburgit zweiter Art Bücking's.

J. Roth erkannte das den Buntsandstein im Rehgraben bei Nierstein in Rheinhessen durchsetzende Basaltgestein als einen Limburgit mit geringem Gehalt an akzessorischem Feldspat. — Im rechtsrheinischen Hessen ist der Limburgit nach Chelius nicht selten. So beschreibt er ihn als Gang im Granitit am Erlenweg bei Darmstadt (mit Nestern von grünem, gelblichem und farblosem Glas, in denen und in deren Nachbarschaft zahlreiche kleine Hornblendenadeln entwickelt sind, offenbar eingeschmolzene Gesteinsfragmente), im Walde SO. Dietzenbach NW. Messenhausen (mit kräftiger Kontaktschmelzzone im Rotliegenden und massenhaft eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten, welche Glasmandeln bilden. Chelius machte die interessante Beobachtung, daß diese Schmelzgläser sich an der Luft und im Sonnenlichte schon im kurzen Zeitraume eines Tages merklich kristallin verändern; analoge Beobachtungen hat Judd an sauren und basischen Gläsern auf frischer Bruchfläche gemacht); Langen (noch einschlußreicher als Dietzenbach); Stücksbühl am Wege von Messel nach Dieburg, und Hanauer Weg an der Kreuzung mit der Speierhügelschneise (beide mit ähnlichen Einschlüssen), Spurschneise auf Blatt Messel, Westfuß des Melibocus am neuen Schloßwege oberhalb Zwingenberg, Kolbenhöhe bei Zwingenberg, zwischen Erbach und Kirschhausen bei Heppenheim (die drei letztgenannten enthalten etwas Hornblende), Dietzenbach S., Kirchhof

einem „cämentierten und alterierten peperinähnlichen Tuff" ähnlich findet, als einem „direkten Erstarrungsgebilde", so erklärt sich das wohl daraus, daß ihm nur sehr schlechte Handstücke zu Gebote standen. — Auf welche Tatsachen hin J. Roth (Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine. Berlin 1873. LIV u. LVI) den Magmabasalt Boricky's und den Limburgit zu den „Verwitterten Gesteinen" hat stellen mögen, ist nicht ersichtlich.

Langen, Stücksbühl, Hanauer Straße westlich Messel, Hainer Wald bei Langen, Wabern, Hesseberg bei Balkhausen, Neunkirchen am Birnfeld.

Nach der Beschreibung von Sommerlad wäre das basaltische Gestein vom Beuelberg bei Kircheip SO. vom Siebengebirge wohl ein Hornblendebasalt in Limburgitform. — Die Schlacken und Bomben in dem Tuff der Umgebung der Dauner Maare sind nach Schulte hauynreiche Limburgite.

In Hessen ist der Limburgit durch akzessorischen Feldspat, Nephelin oder Leucit mehrfach in seiner Zusammengehörigkeit mit bestimmten Basaltgesteinen erkennbar, so an der SW.-Ecke des Weinbergs bei Kassel, unfern der Mühle, am Hügelsberg bei Elfershausen am Knüll, am Junkerskopf bei Metze und Hahn bei Holzhausen im Habichtswald, am Südabhang der Klaus bei Elben (nach Möhl und Stelzner), Oberaula bei Ziegenhain, Stoppelberg bei Hünfeld, Kratzenberg bei Kassel (nach Möhl), Schaumburg und Essigberg bei Kassel nach Fromm. — Rinne nennt Blumenstein, Burghasungen, Klippen östlich der Hattenburg und Rohrberg bei Zierenberg, Bocksgeil bei Besse, Dasenberg bei Warburg, Eckenstein und Schweinsbusch bei Daseburg, Escheberg und Steinberg bei Oberlistingen, Häuschenberg bei Rothwesten, Lichte Heide bei Hombressen, Fahrenbusch bei Mariendorf, Kuppe W. Katzenstein bei Dörnberg, Lottersberg bei Deuts, Madernstein, Nänkel, Scharfenstein und Großer Schreckenberg bei Gudensberg, Rosenberg bei Hofgeismar, Asch, Schenkelberg und Hüttenberg im Habichtswald, Heiligenberg und Schanze bei Genzungen, Neusel bei Dissen, Battenberg bei Hadamar, Gleicher Mühle unfern Fritzlar und führt weitere Fundorte in seiner Arbeit aus dem Jahre 1897 an. — Oebbeke gibt Zieglers Kuppe östlich der Straße Hausen—Weißenborn und Ibrakuppe NO. Ibra in Hessen. Weitere zahlreiche Fundorte aus Niederhessen findet man in den im Literaturverzeichnis angeführten Arbeiten von M. Schultz, O. Reuber, C. Trenzen und Fr. Waitz von Eschen. Sehr oft wird in diesen Arbeiten als verbunden mit dem Limburgit oder doch in dessen Nähe vorkommend, basanitoider Basalt, d. h. Trachydolerit in der Sprache dieses Buches angeführt. — Im Vogelsberg liegt das glasreiche und olivinarme Vorkommen von Gethürms bei Angerod. Nach Bücking's Angaben sind Limburgite erster Art recht verbreitet im Vogelsberg.

In der Rhön und im Gebiet zwischen Rhön und Thüringer Wald sind nach Bücking die Limburgite zweiter Art sehr verbreitet. Von solchen beschreibt er die Vorkommnisse vom Schleitberg und Mittelberg bei Geisa, Südende von Wölf bei Eiterfeld, Bielstein bei Oechsen (hornblendeführend), Hundskopf bei Lengsfeld, Hahnberg N. Oberkatz und kleiner Gleichberg bei Römhild, ferner Weinberg östlich Langenseebad und Steinberg westlich Rothenbergen in der Wetterau, beide hornblendeführend. Zweierlei Glas enthält der Limburgit von der Kuppe bei Mehmels. Weitere Fundorte enthalten die Arbeiten von E. von Seyfried und J. Söllner. — Bornemann beschreibt den Limburgit von der Stopfelskuppe und von Hörschel bei Eisenach. Proben der

von Bornemann beschriebenen Lokalitäten liegen mir durch die Güte des Herrn Frantzen vor. Das Gestein von der Stopfelskuppe ist z. T. nicht gerade arm an braunem Glase und entspricht genau der Beschreibung, welche Bornemann gibt. Andere Proben sind fast holokristallin und enthalten neben spärlichem farblosem Glase etwas Nephelin. Dieser letzteren Modifikation entsprechen mehr oder weniger genau die Handstücke aus den Gängen im Muschelkalk bei Hörschel. — Lenk beschreibt Limburgite vom Sodenberg W. Hammelburg, Platzerkuppe N. Platz, von der Ostseite des Ehrenberges bei Brückenau, Auf der Kahlen Buche und Zickzackküppel W. Weisbach, Gänge in Gersfeld, unterhalb der Westkuppe des Großen Hacken bei Gersfeld, Guckas-Sattel zwischen Kreuzberg und den Schwarzen Bergen, Spitze des Büchelberges bei Hammelburg, Gang SO. Wartmannsroth, Eyerhauck bei Wildflecken, Arnsberg bei Oberweissenbrunn und Gang östlich von Kothen in der Rhön. — E. von Seyfried fand Limburgit gangförmig im Wellenkalk am NO.-Abhange des Kreuzberges bei Bischofsheim in der Rhön. — Nach J. Soellner sind die Limburgite von der Platzer Kuppe bei Platz, Farnsberg Wald bei Oberriedenberg, Kalkbrunnen bei Oberbach, Böhmbrunnen zwischen Oberbach und Langenleiten solche zweiter Art. Ein Limburgit erster Art ist der nördliche der beiden kleinen Durchbrüche im Grimbacher Tal zwischen Geroda und Oberriedenberg.

Aus Sachsen erwähnt Stelzner einen Limburgit vom Kleinen Winterberg zwischen Elbe und dem bei Schandau mündenden Kirnitzschbach. — Möhl gibt ihn vom Haunsberge in der Nähe des Kuhstalls in der sächsischen Schweiz an, Beck vom Hausberg, Blatt Sebnitz-Kirnitzschtal und vom Wilisch, Blatt Kreischa-Hänichen, Beck und Hibsch von der Lacke, vom Guttimberg, Sandberg bei Stimmersdorf, NO. Trebischthor und Sauhügel auf Blatt Gr. Winterberg-Tetschen, Schalch vom vorderen Bielatal und oberhalb Glashütte auf Blatt Glashütte.

In der Lausitz kommen nach Möhl Limburgite am Herrenberg bei Marklissa und am Kirchberg bei Sproitz vor, nach Krusch am Silberberg bei Heidersdorf, Wingendorf, drei Kuppen zwischen Kerzdorf und Holzkirch, Kolonie Augustthal, Landeskrone bei Görlitz, Langenöls, Galgenberg bei Greifenberg, Steinbruch SO. vom Nonnenwald und O. vom Oberen Steinberg. — Nach Beck und Hermann sind ebenso, wie die Hornblendebasalte in der Umgebung von Hinterhermsdorf und Daubitz auch die Limburgite verbreitet. Das Vorkommen von Hohewiese, 2,5 km SO. vom erstgenannten Ort ist hornblendereich und liefert die Spinelle, Hyacinthe und Korunde im Alluvium des Seufzergrundes, der zur Kirnitzsch hinabführt. (A. Stelzner. Isis. 1870. 12.)

Lord beschreibt die Limburgite vom Hainhübel bei Groß-Schlattengrün und vom Wartberg bei Selb im Fichtelgebirge.

Nach Boŕicky ist der Limburgit sehr verbreitet in Böhmen. Er beschreibt ihn als »dunklen Magmabasalt« vom Kaninchenberg bei

Mireschowitz, Sauberg bei Svindschitz, Zinkenstein bei Kosel, Kohlberg bei Mileschau (die letzten drei auffallenderweise mit etwas akzessorischem Hypersthen). Skalka, Kamyk bei Vsechlab (mit etwas Amphibol), Dzeiberg, Srbsko, Spojiler Gang bei Pardubitz (mit Amphibol), Schenkelberg bei Kosel, Boreslau Rücken der Paskapole, Schöbl's Steinbruch bei Gabel und Kahle Stein bei Böhmisch Leipa (mit etwas Nephelin und Plagioklas). Als »lichte Magmabasalte« nennt er die Vorkommnisse vom Pschanberge bei Laun, Kreuzberg bei Liebshausen (mit etwas Nephelin), Budy bei Backofen (mit Amphibol), Alperstein bei Dauba, Limberg bei Wartenberg (nach Stelzner Feldspatbasalt), Rumburg (mit etwas Plagioklas und »minder individualisiertem Nephelin«), Kuzover Berg bei Triblic (mit etwas Nephelin und Bronzit), Geltschberg bei Libeschitz (mit etwas Plagioklas), Reichenau (mit etwas Plagioklas und »minder individualisiertem Leucit«). Hibsch gibt Limburgit deckenförmig von der Kolmer Scheibe und S. Ober-Bachelsdorf auf Blatt Tetschen, sowie von mehreren Punkten auf Blatt Bensen an. — Nach Heinich geht der Limburgit des Flößberges bei Graslitz im böhmischen Erzgebirge in nephelinhaltigen Trachydolerit über. — Nach Hinterlechner gehören zum Limburgit in Ostböhmen die Gesteine von Vinice und Spojil bei Pardubitz und vom Koschumberg und Chlumeček bei Luže.

Sigmund beschreibt einen Limburgit aus der Umgebung des Dorfes Stein unfern Fürstenberg in Steiermark, der nach Art der Basalte und basaltischen Trachydolerite auch Olivinknollen führt. — Zum Limburgit gehört auch das von Dölter und Went beschriebene und Rizzonit genannte Ganggestein von der Südseite der Riccoletta und von Palle Rabiose am Kamm gegen Mal Inverno am Monzoni. — E. Billows fand Limburgite in Begleitung von teils sehr feldspatreichen, teils sehr feldspatarmen basaltischen Gesteinen in der Gegend von Castel Gomberto und Montecchio Maggiore im Vicentinischen.

Nach Eichstädt's Beschreibung gehören zum Limburgit aus der Basaltformation Schonens die von ihm als Glasbasalt bezeichneten Vorkommnisse vom Hagstadsberge bei Hagstad, von Laangstorp, Vaxsjön, Koholma, Klingstorp, S. von Anderstorp und Stenkilstorp. Dieselben enthalten z. T. kleine Mengen von Plagioklas. – Mit dem Gestein von Hagstad indentifiziert Haas ein Glacialgeschiebe von der Wilhelminenhöhe in Gaarden bei Kiel. — Lang beschreibt einen basisarmen Limburgit als Geschiebe aus dem Herzogtum Bremen und ebenso führen auch Martini, J. Petersen und Van Calker den Limburgit aus dem glazialen Diluvium Deutschlands und Hollands mehrfach an. — Ramsay und Nyholm beschrieben Limburgit in losen Blöcken von den Stromschnellen Lauriakoski des Flusses Tuntsajoki und als Gang im Gneißgranit desselben Flußgebiets im Kirchspiel Kuolajärvi in Finnland, die wahrscheinlich wie in Brasilien zu der Ganggefolgschaft der Elaeolithsyenite gehören. — Unterkarbonisches Alter, wie die ihn begleitenden gleichaltrigen Alkalitrachyte und Phonolithe, hat der von Hatch beschriebene und oben S. 922 erwähnte Limburgit vom Whitelaw Hill

bei Haddington in East Lothian, Schottland. Ein mir von Herrn Professor B. Hobson geschenktes Handstück dieses Gesteins zeigt ziemlich zahlreiche, aber kleine Einsprenglinge von Olivin in glasarmer Grundmasse aus Augitkrisällchen und Magnetitoktaëdern nebst etwas Biotit in braunen Lappen. Das spärliche Glas ist z. gr. T. hellbräunlichgelb, blaßt aber stellenweise bis zum farblosen ab und ist dann zeolithisch verändert. Vereinzelt wurde auch Nephelin in quadratischen und hexagonalen Durchschnitten beobachtet.

Nach Bergeron treten in der Montagne Noire Limburgite auf, die in normale Feldspatbasalte übergehen. Michel-Lévy gibt einen Limburgitgang bei Fenestre im Mont Dore an.

Aus Spanien kennen wir den Limburgit gangförmig im Silur von Nuévalos (Zaragoza). Derselbe gehört zur Nephelinbasaltformation des zentralen Spaniens. Auffallend ist ein aus Enstatit abgeleiteter Bastitgehalt, den Quiroga angibt; der Olivin ist kalkhaltig; in vereinzelten Individuen kommt Melilith, etwas häufiger Biotit vor. Der Glasgehalt ist sehr gering. — Was Calderon als biotithaltigen Limburgit von Cuevas de Vera in der Provinz Almeria beschreibt, ist Osann's Verit.

Rosiwal bespricht hypersthenführenden Limburgit von Gjusevo im zentralen Balkan. — Wenjukoff fand den Limburgit unter den Gesteinen des Sees Doloy-Nor in der Mongolei.

Die nach Doelter's Angaben auf den Inseln des Grünen Vorgebirges sehr verbreiteten Limburgite sind augitreich, olivin- und glasarm. Sie scheinen trotz der oft dunklen Färbung der Basis zum Limburgit zweiter Art Bücking's zu gehören, wofür auch gelegentlicher akzessorischer Nephelin spricht. Die nicht spärlichen Fundorte liegen auf den Inseln S. Antão, S. Thiago und S. Vicente.

Durch seinen Augitreichtum ist auch der von Törnebohm beschriebene Limburgit von Grönland ausgezeichnet. — Aus Südamerika kenne ich normalen Limburgit aus dem oberen Ribeiratal bei Yporanga, Staat S. Paulo, und von mehreren Punkten des Staates Rio de Janeiro in Brasilien, allenthalben im Gefolge der Elaeolithsyenite. — Limburgit von Atalaya Grande auf Fernando Noronha geht nach G. H. Williams in Augitit über. Typischen Augitit (mit etwas Nephelin) beschreibt er vom Morro Francez, ebenda. — Milch bespricht Limburgit gangförmig im Sandstein vom Cerro Tacumbú im Distrikt Caazapa, Paraguay. — Nach Finlay tritt auch im Elaeolithsyenitgebiet von San José, Tamaulipas, in Mexiko der Limburgit in Gängen auf. — F. von Wolff gibt Limburgit von Las Amolanas, Provinz Atacama in Chile an, der Lias durchbricht. In der dichten Grundmasse des unfrischen Gesteins, dessen Olivin in Karbonate umgewandelt und dann von einem Magnetitkranz umgeben ist, liegen große Einsprenglinge von Augit und brauner Hornblende, die z. T. in grünen und farblosen tremolitischen Amphibol übergegangen wäre. — Tannhäuser beschreibt Limburgite von Sta. Barbara, Prov. Salta und von San Francisco, Prov. Jugui, Argentinien.

Vom Vulkan Meru im Massai-Lande gibt Mügge Limburgit zweiter

Art an, aber die Augiteinsprenglinge sind zonar gebaut und haben grünen Kern und grauviolette Schale, wie das für normale Basalte charakteristisch, in Nephelinbasalten recht selten ist. — Nach Lenk findet sich Limburgit am Mutyek-Plateau und seiner Umgebung in Deutsch-Ostafrika. — Tenne untersuchte Limburgite mit akzessorischem Leucit aus den Laven am Ufer des Kiwu-Sees im afrikanischen Graben und Finkh beschreibt aus demselben Gebiete einen augitfreien Limburgit, der also nur Olivin in einer durch Magnetitstaub unauflöslichen Grundmasse erkennen läßt, ein interessantes Analogon zu dem oben S. 1464 angeführten Limburgit aus der Präsidentschaft Madras, der doch unter ganz anderen paragenetischen Beziehungen vorkommt. Die Kiwugesteine wurden von Herrn Hauptmann Herrmann gesammelt. — Mir liegen normale, an roter Glasbasis reiche Limburgite aus einer Schlucht SO. vom Oldonyo Nanyuki und aus einem Lavastrom NW. vom Meru vor, die Herr Professor K. Uhlig sammelte. — Schon C. von John gab Kunde von dem Vorkommen des Limburgits auf dem afrikanischen Festlande am Grünen Vorgebirge. Chautard berichtet von demselben Gebiete aus der Umgebung von Dakar über das Auftreten von Limburgiten und Augititen in der Gesellschaft von Trachyten (vergl. oben S. 919). Die Limburgite enthalten bisweilen etwas Feldspat. In einem solchen limburgitischen Trachydolerit vom Kap Manuel fanden sich enclaves homoeogènes, die er Diabas nennt, welche aus poikilitisch verwachsenen großen Apatitkristallen mit Ägirinaugit, aus Magnetit, Titanit, Orthoklas und Andesin bestehen. Auf die Verwandtschaft dieser Einschlüsse mit monzonitischen Gesteinen macht Chautard mit Recht aufmerksam. Jünger als diese Gesteine sind posteocäne Trachydoleritdecken nördlich von Dakar. — Prior beschreibt Limburgit von dem Hügel Ahmed Aga, etwa 100 miles N. von Faschoda am weißen Nil. — Hatch beschreibt ihn aus dem Vulkangebiete am See Itary in Madagaskar.

Howitt bespricht Limburgitgänge mit spärlichem Olivin, aber mit reichlichen Amphibolnadeln, die z. T. sanduhrförmig gebaut sind, und Augit in der glasigen Grundmasse aus dem Gebiete der goldführenden Quartz-reefs des Bendigo-Goldfeldes in Viktoria, Australien. Ihre Beschreibung erinnert auffallend an Monchiquite.

Normalen Limburgit mit braunem Glase, Olivin und Augit in zwei Generationen fand Renard unter den von der Challenger-Expedition auf der Insel Heard gesammelten Gesteinen. — J. Möhle fand vereinzelt Limburgite unter den basaltischen Gesteinen der Samoainsel Vailele und am Vaisiganofluß der Insel Upolu, manche auch mit Einschlüssen von Olivinfelsbrocken. — A. Lacroix nennt ihn unter den Ausbildungsformen theralitischer Magmen von Tahiti. — Prior untersuchte hornblendeführende Limburgite von der Insel Trinidad im südatlantischen Ozean.

van Werveke beschreibt einen Limburgit von Palma, welcher in dunkelorangefarbener, mikrolithenreicher Basis Einsprenglinge von Mag-

netit, Olivin, Augit (hellgraugrün; die kleineren Einsprenglinge mit Sanduhrstruktur sind fast oder ganz farblos) und Amphibol (älter als Augit, stark pleochroitisch, c dunkelrotbraun, b hellrotbraun, a strohgelb) enthalten. Auch der Olivin ist rot und pleochroitisch. Dieses Gestein darf wohl trotz seines beträchtlichen Amphibolgehalts zum normalen Limburgit gestellt werden. — Diesem Palma-Limburgit ist offenbar nahe verwandt ein von Hyland und Rosiwal beschriebenes Vorkommen aus den höheren Regionen des Kilimandjaro.

Es wäre zu erwarten, daß die **Augitite** geologisch an die Limburgite gebunden wären, wie die Basanite an die Tephrite, die Nephelinbasalte an die Nephelinite usw. Unsere Kenntnis von den Augititen ist noch eine zu fragmentare, um übersehen zu können, in wie weit diese Erwartung sich bestätigt. Am verbreitetsten finden sich dieselben auf den Inseln des Grünen Vorgebirges (S. Antão, S. Thiago, Maio, S. Vicente), und hier bekunden sie durch akzessorischen Olivin ihre Verwandtschaft mit den Limburgiten, durch Nephelin, Hauyn, Biotit und Plagioklas als spärliche Beimengungen ihre genetischen Beziehungen zu den verschiedenen trachydoleritischen und tephritischen Gesteinen. Die Menge der Basis ist im allgemeinen eine geringe; dieselbe pflegt braun zu sein, seltener farblos.

Zujovics beschreibt Augitite von Cura und von Semen bei Cura in Venezuela, in deren Grundmasse neben Augitmikrolithen auch Titanit in Körnern und Aktinolithmikrolithe auftreten. Letztere häufen sich in Nestern, als nähmen sie den Raum eines verschwundenen Minerals ein. Man denkt unwillkürlich an eingeschmolzene Gesteinsfragmente. Magnetit fehlt dem Gestein. Der Verf. nennt das Gestein auch bei Tafira auf Gran Canaria vorkommend; es ist hier nephelin- und feldspathaltig. — Nach den Angaben von Zujovics hat Fouqué einen Augitit bei Barraque unfern Brioude, Hte.-Loire, aufgefunden. — Daß Limburgit in der zentralfranzösischen Basaltformation vorkomme, beweist ein mir vorliegendes Handstück von ? Murat und der von Michel-Lévy beschriebene, oben erwähnte Gang von Fenestre im Mont Dore.

Den ersten Augitit scheint Möhl kennen gelernt zu haben. Derselbe stammt von den Südsee-Inseln und enthält Hauyn, Augit, Hornblende, Apatit und Titanit in braunem Glase. Möhl nannte das Gestein glasigen Hauynbasalt oder Hauyntachylyt.

Aus der böhmischen Trachydoleritformation ist mir ein typischer Augitit von der Paschkapole zwischen Velmin und Boreslau bekannt geworden. — Nach Hibsch bildet der Augitit ausgedehnte, deckenförmige Ergüsse am Hutberge SO. Tetschen. Der lederbraune bis rötlichgraue Augit und der Magnetit liegen in einer stark zurücktretenden farblosen Glasbasis. Obschon die größten und kleinsten Individuen von Augit und von Magnetit durch alle Zwischenstufen in den Dimensionen verbunden sind, läßt sich doch bisweilen das Vorhandensein zweier Generationen dieser Gemengteile konstatieren. — Andere Vorkommnisse gibt Hibsch an von der Kolmer Scheibe, S. von Ober-Bachelsdorf, vom Dobranka-

tal und oberhalb Zautig im böhmischen Mittelgebirge in der Gegend von Tetschen, sowie am Laskenberge und am Eichberge bei Höflitz, Blatt Bensen. — CLEMENTS beschreibt Augitite vom Schönauer Berg bei Buchau, zwischen Olleschau und Duppau und anderen Punkten des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. — GRAEFF und GRUSS fanden Augitit an der SO.-Seite des Limberges bei Sasbach am Kaiserstuhl.

Überblickt man diese Fundortsliste, so zeigt sich überzeugend, daß der Limburgit und Augitit in der unendlichen Mehrzahl der Fälle in typisch alkalischen Provinzen in Gesellschaft von Trachyten, Phonolithen, Tephriten, Trachydoleriten, Leucit- und Nephelingesteinen erscheinen und also wohl den theralitischen Effusivgesteinen zuzurechnen ist, wofür auch die Verbreitung des Limburgits als Glied der Ganggefolgschaft der foyaitischen Tiefengesteine den Beweis liefert. Immerhin muß man wohl zugeben, daß limburgitische und augititische Ausbildungsformen, wenn auch selten, in Gesellschaft von gabbro-peridotitischen Tiefen- und Ergußgesteinen vorkommen. Dahin dürften die Gesteine von der Hargitta in Siebenbürgen, von Madras in Ostindien, von Chile und Venezuela gehören. Bei einigen andern Vorkommnissen bleibt die systematische Stellung noch zweifelhaft.

Die Familie der lamprophyrischen Ergußgesteine.

Literatur.

Edson S. Bastin, Some unusual rocks from Maine. Journ. of geol. XIV. 173. Chicago 1906.

L. Brugnatelli, Sulla composizione di una roccia pirossenica dei dintorni di Rieti. Boll. R. Comitato geol. d'Italia 1883. 314 und Atti R. Accad. Torino. XIX. 292. 1884.

Ch. Whitman Cross, Igneous rocks of the Leucite Hills and Pilot Butte, Wyoming. Amer. Journ. 1897. IV. 115.

— Prowersose (syenitic lamprophyre) from Two Buttes, Colorado. Journ. of geol. XIV. 165. Chicago 1906.

Vera de Derwies, Recherches géologiques et pétrographiques sur les laccolithes des environs de Piatigorsk, Caucase du Nord. Genève 1905.

Arn. Hague, Note on the occurrence of a leucite rock at the Absaroka Range, Wyoming Territory. Amer. Journ. 1889. XXXVIII. 43.

B. Hobson, On Irish augitite. Geol. Mag. (3.) IX. 348. 1892.

Th. H. Holland, On some norite- and associated basic dykes and lava-flows in Southern India. Records Geol. Survey of India. XXX. part 1. 16. 1897.

J. P. Iddings, Absarokite-Shoshonite-Banakite Series. Journ. of geol. Chicago. 1896. III. 935.

— The intrusive rocks of the Gallatin Mountains, Bunsen Peak and Mount Everts. U. S. geol. Survey Monograph XXXII. 60. Washington 1899.

— The dissected volcano of Crandall Basin, Wyoming. Ibidem. 89.

— The igneous rocks of the Absaroka Range and Two Ocean Plateau and of outlying portions of the Yellowstone National Park. Ibidem. 269.

J. F. Kemp, The leucite Hills of Wyoming. Bull. Geol. Soc. of America. VIII. 169. 1897.

J. F. Kemp and W. C. Knight, Leucite Hills of Wyoming. Bull. geol. Soc. of America. XIV. 305. 1903.

Y. Kikuchi, On pyroxenic components in certain volcanic rocks from Bonin Island. Journ. of the Coll. of Sc. Imper. University Japan. III.

A. Klautzsch, Der jüngste Vulkanausbruch auf Savaii, Samoa. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. 1907. XXVIII. 169.

G. P. Merrill, Notes on some eruptive rocks from Galatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proc. U. S. nat. Museum. XVII. 637. Washington 1895.

Alfr. Osann, Beiträge zur geologischen Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata (Provinz Almeria). Z. D. G. G. 1889. XLI. 306.

— Über einige Alkaligesteine aus Spanien. H. Rosenbusch-Festschrift. Stuttgart 1906. 263.

Joh. Petersen, Beiträge zur Petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachigo und Mijakeshima. Hamburg 1891.

— Der Boninit von Peel Island. Ebenda.

H. Rosenbusch, Glimmertrachyt vom Monte Catini. N. J. 1880. II. 206.

— Über Euktolith, ein neues Glied der theralithischen Effusivmagmen. S. B. A. 1899. VII. 110.

V. Sabatini, Sopra un nuovo tipo di lava rinvenuto a San Venanzo nell' Umbria. Boll. R. Comit. geol. Roma 1898. No. 3.
— I vulcani di San Venanzo. Rivista di mineral. e cristallogr. Padova 1899. XXII.
— La pirossenite melilitica di Coppaeli. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1903. 376.
J. Soellner, Über Rhönit, ein neues änigmatitähnliches Mineral und über das Vorkommen und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen. N. J. 1907. B.-B. XXIV. 475.
H. S. Washington, Some analyses of Italian volcanic rocks. Amer. Journ. 1890. IX. 44.
E. Weinschenk, Beiträge zur Petrographie Japans. N. J. B.-B. VII. 133. 1890.
Ramón Adán de Yarza, Über den Fortunit. Boletin de la Comision del Mapa geologico de España. 1893. XX.

Bei den verschiedensten Familien der Ergußgesteine wurden einzelne Beispiele erwähnt, die sich durch einen den normalen Formen durchaus fremden Reichtum an den dunklen Gemengteilen und starkes Zurücktreten der Feldspate, die dann nie unter den Einsprenglingen, sondern nur in der Grundmasse auftreten, charakterisiert sind. Vorkommnisse dieser Art wurden oben S. 912 von dem Berge Jutza bei Piatigorsk im Kaukasus bei den Quarztrachyten erwähnt. Eines der ältest bekannten Beispiele liefert der sog. Glimmertrachyt vom Monte Catini (S. 914) und die von Michel-Lévy beschriebenen Orthophyre aus dem Becken von Autun im Morvan und von Littry, La Manche (S. 922). Ganz besonders häufig erscheint dieser Typus unter den porphyritischen und andesitischen Gesteinen, so den karbonischen Porphyriten des Morvan nach Michel-Lévy (S. 1070) und in den thüringischen Glimmerporphyriten. Gentil (S. 1079) erwähnt ihn aus dem Gebiet von Tifarouni an der Küste von Oran, Michel-Lévy in schmalen Gängen im Biotit-Trachyandesit des Ravin de l'Usclade im Mont Dore. Weniger prägnant, aber in der Beschreibung noch deutlich erkennbar, findet sich dieser Charakter an einem Amphibolandesit von Alaska, den G. H. Williams bespricht.

Wenn man die Ergußgesteine nach ihrem chemischen und Mineralbestande gegenüber den entsprechenden Tiefengesteinen als aplitisch bezeichnen kann, da sie, zumal in den saureren Typen, ärmer an zweiwertigen Metallen, reicher an Alkalien und Kieselsäure, dementsprechend ärmer an femischen und reicher an salischen Gemengteilen sind, so drängt sich der Vergleich der erwähnten abnormen Ausbildungsformen mit den lamprophyrischen Ganggesteinen, deren Bestand und Struktur sie teilen, von selbst auf. Sie wurden denn auch bereits in den früheren Auflagen dieses Buches mit den Minetten und Kersantiten parallelisiert. So nannte auch Iddings ein hieher gehöriges Gestein vom Bighorn Paß in den Gallatin Mountains, Yellowstone National Park, geradezu Kersantit. Aber dasselbe bildet ein vereinzeltes Intrusivlager und ist nicht ein Glied einer Ganggefolgschaft.

Repräsentanten dieser abnormen Ausbildungsformen wurden noch in der dritten Auflage dieses Buches bei denjenigen Ergußgesteinen abgehandelt, mit denen sie die gleiche qualitative mineralogische Zu-

sammensetzung haben. In dem letzten Jahrzehnt etwa sind solche Gesteine in voller geologischer Selbständigkeit nachgewiesen worden und dieser Umstand, sowie das hohe Interesse, welches sie für den Nachweis der Spaltungsvorgänge in den effusiven Magmen haben, nötigt heute zu der Vereinigung der wichtigsten Typen zu einer gemeinsamen Gruppe, die wir als die Familie der **lamprophyrischen Ergußgesteine** zusammenfassen. Dieser wird man nach und nach auch die vereinzelten Vorkommnisse, die oben erwähnt wurden, angliedern müssen, nach dem Maße, wie ihre geologische Selbständigkeit mehr und mehr erweisbar wird.

Chemisch sind alle dieser Familie angehörigen Gesteine durch niedrigen Gehalt an Tonerde, hohen Gehalt an den Oxyden der zweiwertigen Metalle und mehr oder weniger ausgesprochene Vorherrschaft der Magnesia über den Kalk gemeinsam charakterisiert, wenn nicht immer in den Gewichtsprozenten, so doch wohl ganz allgemein in Molekularprozenten. Das sind auch die chemischen Charaktere aller lamprophyrischen Ganggesteine. Sonst findet sich dieses Verhältnis nur noch bei den kieselsäureärmsten Ergußgesteinen, konstant bei den Melilithbasalten, vereinzelt bei Leucit- und Nephelinbasalten und bei Limburgiten. Mineralogisch drückt sich dieses Verhältnis in dem Reichtum an Olivin, Magnesiaglimmer und rhombischen Pyroxenen aus. Höchst auffällig ist bei diesem chemischen Bestande die Neigung zu vitrophyrischer Ausbildung, auch das ein Zug, den sie mit den Monchiquiten der lamprophyrischen Ganggesteinsreihe teilen.

Bei der großen Mannigfaltigkeit in dieser doch noch sehr kleinen Gesteinsgruppe ist eine gemeinschaftliche Charakteristik des Mineralbestandes nicht wohl möglich und so geben wir die Beschreibung der einzelnen Typen in einer Reihenfolge, bei der die zu den Alkaligesteinen gehörigen, welche die große Mehrzahl bilden, vorangehen.

Verit und Fortunit.

Im flachen Hügellande der nördlichen Teile der Provinz Almeria, im weiteren Sinne also im Gebiete des Cabo de Gata, tritt nach A. Osann in mehreren reihenartig geordneten Erosionsresten das jüngste postpliocäne Ergußgestein der Gegend auf, welches den Namen **Verit** empfing. An der Ausbruchsstelle, dem Cabeço Maria oder Cerro Negro 6 km SW. von Vera hat der Strom eine Mächtigkeit von 117 m, in dem am weitesten nach O. vorgeschobenen Erosionsreste, dem Ende des 8 km langen Stromes bei dem Gehöft Pajeraco an der Straße Vera-Garrucha beträgt die Mächtigkeit nur noch 8 m. Das Gestein ist schwarz, pechglänzend, in vertikalen Säulen und z. T. kuglig abgesondert, mandelsteinartig und die Mandeln vielfach in der ostwestlichen Stromrichtung langgezogen. Mit bloßem Auge erkennt man in wechselnder Menge bis zu 2 mm Durchmesser erreichende, idiomorphe, tombakbraune Glimmerblättchen als einzige Einsprenglinge, denen bei mikroskopischer Betrachtung jede Spur der sonst

in Ergußgesteinen so weit verbreiteten magmatischen Resorption und opacitischen Umrandung fehlt. Zonare Struktur ist häufig, wobei bald das Zentrum heller, bald dunkler gefärbt ist, als der Rand. Die Ebene der optischen Achsen liegt in der Symmetrie-Ebene, der Winkel derselben ist sehr klein, so daß das Kreuz sich kaum öffnet und die negative Bissectrix steht deutlich schief auf der Basis. Dadurch, sowie durch den Pleochroismus mit a nahezu farblos, b hellgrünlich, c canariengelb, wird die weite Verbreitung des TSCHERMAK'schen Zwillingsgesetzes leicht erkennbar. Chemisch wurde ein Ti-Gehalt nachgewiesen. Nach allen seinen Eigenschaften gehört der Glimmer zum Phlogopit, was durch die große Übereinstimmung mit dem analysierten Glimmer des Verits von Fortuna bestätigt wird. Einschlüsse der Glasbasis sind häufig, solche von Flüssigkeiten selten. — Die Glimmerbildung hat sich wiederholt während der Effusionsperiode; aber diese zweite Generation zeigt ein sehr lückenhaftes Wachstum im Innern, während der äußere Rand einheitlich und geschlossen ist. Oft sind die Glimmer der Grundmasse geradezu dendritisch ausgebildet, etwa wie in manchen Pechsteinen von Arran. Um jedes Glimmerblättchen findet sich ein heller Wachstumshof im Gesteinsglase. — Das Mikroskop läßt als weitere wesentliche Gemengteile Olivin in Kristallen und Körnern in beträchtlicher Menge und diopsidischen Pyroxen erkennen. Der Olivin ist reich an braundurchsichtigen Picotitoktaëdern und liefert bei seiner Umbildung wesentlich Karbonate nebst nur untergeordnetem Serpentin, so daß er wohl eisenreich sein wird. — Der fast farblose Diopsid gehört nach seiner mangelhaften kristallographischen Ausbildung der Effusionsperiode an; die kurzen Säulchen sind terminal gegabelt oder ausgefranst und in manchen Handstücken von keulenförmigen oder stabartigen, an beiden Enden verdickten Einschlüssen einer graubraundurchsichtigen Substanz, wahrscheinlich Gesteinsglas, erfüllt, deren Längsrichtung untereinander parallel und angenähert senkrecht zur c-Achse des Pyroxens ist. — Feldspate in schmalen Leistchen mit quadratischen Querschnitten fanden sich nur in einer Varietät des Cabeço Maria und hier spärlich. Nach chemischem und optischem Verhalten gehören sie einer sauren Feldspatart an. — Apatit wurde nachgewiesen. — Die braundurchsichtige globulitische Basis beträgt an der Ausbruchsstelle des Stromes etwa die Hälfte der Gesteinsmasse, an den ferner gelegenen Stellen weit mehr.

R. A. DE YARZA beschrieb unter dem Namen Fortunit und Trachyt Eruptivgesteine, die in einer Anzahl kleiner Hügel, den Cerricos negros an der alten Straße von Fortuna nach Orihuela in der Provinz Murcia in Spanien die flachliegenden Miocänschichten in Gängen durchbrochen und aufgerichtet und in Strömen überflossen haben. A. OSANN untersuchte diese Gesteine nach ihrer geologischen Erscheinungsform, ihrer Zusammensetzung und ihren Beziehungen zueinander genauer. Seine Angaben teilen wir hier mit. Zunächst stellte er fest, daß der Fortunit und Trachyt YARZA's durch Übergänge miteinander verbunden und nur zwei Erscheinungsformen eines und desselben Gesteins seien.

Wo sie zusammen als geologische Einheit auftreten, bildet Yarza's Fortunit die peripherischen, der Trachyt die zentralen Teile des Gesteinskörpers oder aber der Fortunit begleitet in Gängen die Ströme des Trachyts. Was nun Yarza Fortunit nannte, ist in allen Beziehungen identisch mit Osann's Verit, ein im frischen Zustande schwarzes, pechglänzendes, im unfrischen bräunlichgraues Gestein mit reichlichen bronzefarbenen bis rotbraunen Phlogopiten. Die Vorherrschaft der Glasbasis hier, wie dort, die kristallinen Gemengteile Diopsid, Olivin und Glimmer ebenso, der chemische Bestand der gleiche. Interessant ist aber, daß in dem gangförmigen Verit, etwa 3 km SO. von Fortuna, fast jedes Handstück bis nußgroße, den Olivinknollen der Basalte entsprechende Primärkonkretionen zeigt. — Der Phlogopit mit denselben farblosen Wachstumshöfen hat dieselbe Zonarstruktur wie bei Vera, aber hier ist stets der Rand dunkler als das Zentrum, auch stärker doppelbrechend. Die gleiche Schiefe der negativen Bissectrix zur Normalen von (001), hier bis 7° betragend, dieselbe häufige Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetze, der Pleochroismus mit c hellbräunlichgelb, b etwas dunkler braunrosa bis lachsfarben, a schwach rötlich bis fast farblos. — Der Olivin ist hier vorwiegend idiomorph, nach c gestreckt, mit terminalem, großem (021), in der Prismenzone (110) herrschend, (010) schmal, (100) in der Regel fehlend. Zwillingsbildung nach (011), und einem anderen Doma, vielleicht (074) und knäuelartige Verwachsungen kommen vor. Häufig sind auch bald mehr, bald weniger intensive Korrosionen, anscheinend stärker an den terminalen Flächen, als an denen der Prismenzone zu konstatieren und dann legen sich an den korrodierten Stellen und nur an diesen zahlreiche, winzige, opake Stäbchen an, deren Längsrichtungen unter sich und mit der vertikalen Achse des Olivins parallel sind. Sie scheinen auch in den Olivin hineinzuragen. Es sind die Durchschnitte von hexagonal begrenzten, aber stark verzerrten Täfelchen von Ilmenit und Ilmenitglimmer. — Der Diopsid ist derselbe, wie bei Vera, ebenso die stellenweise homogene, stellenweise mit opaken oder braun durchsichtigen Körnchen und Täfelchen von Ilmenit erfüllte Basis mit den Glimmermikrolithen zweiter Generation.

Der Trachyt Yarza's stellt ein bräunlichgraues, feinkörniges Gestein dar, in welchem das Auge nur spärliche braune, wie in die Gesteinsmasse verfließende Glimmerblättchen und die Lupe hellgrasgrüne Prismen eines Pyroxens erkennen läßt. Nach mikroskopischer Untersuchung besteht das Gestein aus rhombischem und monoklinem Pyroxen, Glimmer, Feldspat und ziemlich reichlicher Glasbasis. Der Olivin fehlt gänzlich und wird hier offenbar von dem reichlichen rhombischen Pyroxen ersetzt, dem einzigen Gemengteil, der in zwei Generationen ausgebildet ist und in weit größerer Menge auftritt, als der monokline. Die Einsprenglinge des rhombischen Pyroxens sind langprismatisch mit starker Rundung und meistens korrodiert, reich an Glaseinschlüssen, farblos, ohne Pleochroismus und wohl dem Enstatit oder Bronzit zu-

gehörig. Der hellgrüne, sehr reichlich vorhandene Bronzit der Grundmasse ist ebenso wie der hellgrüne Diopsid streng idiomorph bei schlankprismatischer Gestaltung. — Der Glimmer ist dunkler als im Verit und gleicht mehr dem normalen Biotit der Ergußgesteine, zeigt aber dasselbe lückenhafte Wachstum, wie im Verit. — Der Feldspat, nur als Grundmasse-Gemengteil vorhanden, bildet nach der Kante P/M gestreckte Säulchen und gehört dem Sanidin an mit sehr kleinem, bis auf 0° sinkendem Winkel der optischen Achsen. — Apatit und Titaneisen sind die Nebengemengteile.

Der Trachyt zeigt dieselben bis nußgroßen Olivinknollen, wie der Verit, aber bedeutend spärlicher. Sie bestehen aus einem körnigen Gemenge von im Durchschnitt farblosem Olivin, ebensolchem monoklinem und recht reichlichem rhombischem Pyroxen nebst grünbraun durchsichtigem Picotit und Phlogopit. Oft läßt sich beobachten, daß das Gesteinsglas diese Knollen korrodiert hat und schmale Adern in denselben bildet, in denen eine Neubildung größerer Glimmerblätter stattfand. An der Grenzfläche zwischen Knollen und Gesteinsglas zeigen alle Gemengteile der ersteren Korrosionsphänomene; um den Olivin hat die oben beschriebene Neubildung von Titaneisen stattgefunden, der Bronzit hat eine Umbildung in monoklinen Pyroxen erfahren.

Auf dieses von Yarza Trachyt genannte Gestein hat Osann den Namen **Fortunit** übertragen. Man kann also den Fortunit definieren als einen sanidinhaltigen Verit, dessen Olivin vollständig durch Bronzit ersetzt ist.

Jumillit.

In der Gegend von Jumilla, das etwa 36 km NNW. von Fortuna ebenfalls in der Provinz Murcia liegt, und durch seinen Apatit den Mineralogen bekannt ist, haben nach A. Osann effusive Gesteine eine nicht unbeträchtliche Verbreitung zumal in nordsüdlicher Erstreckung. Sie bilden für sich allein kleine hügelartige Erhebungen in der flachen Landschaft, die bisweilen noch eine Kappe von für miocän gehaltenen Konglomeraten tragen, oder sie treten in tieferen Erosionsschluchten zutage, wo die miocänen Schichten größere Mächtigkeit gewinnen, wie südlich der Straße Jumilla-Agramon. Das Vorkommen des Apatits scheint nur auf einen kleinen Teil des Eruptivgebietes beschränkt zu sein und der Apatit, zusammen mit Calcit und Eisenerz, bildet zahllose, aber schmale, kaum über Dezimeterbreite bis nur fingerdicke Adern in dem Eruptivgestein, das am Kontakt stark verändert und mit Apatit angereichert ist. Die Apatitbildung ist also offenbar kein Akt magmatischer Ausscheidung, sondern eine jüngere Gangfüllung.

Ob die Eruptivgesteine dieses Gebietes, welche mancherlei Verschiedenheiten in Struktur und Mineralbestand aufweisen, nur Varietäten eines großen Ergusses darstellen oder verschiedenen Ergüssen ihren Ursprung verdanken, war bisher nicht festzustellen. Doch sind bei allen Abarten die wesentlichen Eigenschaften der Struktur und des Be-

standes so nahezu die gleichen, daß Osann sie gemeinsam Jumillit nannte. Ihre nächsten Verwandten sind der Verit und Fortunit.

Als Typus des **Jumillits** wird ein Vorkommen aus der Umgebung von Minateda nahe den verlassenen Apatitgruben beschrieben. Feinkörnig, bräunlichgrau mit unregelmäßig begrenzten helleren, fast weißen Flecken zeigt es bis 1 qcm große wasserhelle Spaltflächen von Sanidin, der poikilitisch mit anderen Gemengteilen durchwachsen ist, reichliche Körner und Kristalle von Olivin, im Innern frisch, an den Rändern braungelb und wachsglänzend und spärliche Blätter von braungelbem Glimmer. Das Mikroskop läßt ferner Pyroxen, Hornblende und Leucit als weitere Komponenten bestimmen. — Der älteste Gemengteil ist der kleine Picotit-Einschlüsse führende, eisenreiche, sehr frische und nur randlich in Serpentin und etwas Limonit umgewandelte Olivin. — Der Glimmer des Jumillits ist wie derjenige des Verits und Fortunits ein Phlogopit mit c dunkelcanariengelb, b hellbräunlichrosa bis lachsfarben, a fast farblos, mit symmetrischer Lage der Ebene der optischen Achsen, $2V = 38^0—39^0$, $v > \varrho$, $c : a = 7^0—8^0$ und mit häufiger Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz. Er hat einen Gehalt von 2.16% Fluor. Im Glimmer des Verits von Fortuna beträgt das Fluor 2.39%, in dem des Wyomingits 2.46%. Zylindrische Einschlüsse von stark mit Erz durchstäubtem Glase liegen zumal im Zentrum des Glimmers in drei Systeme geordnet, die senkrecht zu den Umrissen, also wie die Druckfiguren liegen. — Der Pyroxen, dessen Bildungsperiode großenteils mit der des Phlogopits zusammenfällt, erscheint in schlanken Säulen von eisenreichem Diopsid ($c : c = 44^0$) mit Mänteln von Ägirinaugit. — Der jüngste wesentliche Gemengteil ist ein Amphibol, der sich gegen Sanidin allotriomorph verhält, Zwickel zwischen den Sanidinen ausfüllt, wie der Augit in den Diabasen die Zwickel zwischen den Feldspaten füllt und nur, wo er in miarolitische, mit Calcit erfüllte Räume hineinragt, idiomorphe lange, durch Vorherrschen von (010) tafelförmige Prismen bildet. Dieser Amphibol hat kleines $c : c$, kleines $\gamma—\alpha$, nicht großes 2V, optisch negativen Charakter mit $\varrho > v$ und starke Bissectricendispersion mit $c : c_\varrho > c : c_v$, c dunkelcanariengelb mit Stich ins Grünliche, b tief braunrot mit Stich ins Violette, a hellrötlichgelb bis fast farblos in dünnen Schliffen und gehört also zu den Katophoriten. — Der Na_2O-arme und BaO-haltige Sanidin bildet dicke Tafeln mit $a : a$ auf (010) $= 3^0$ bis 4^0, und umschließt reichlich die älteren Gemengteile Olivin, Pyroxen und Phlogopit. Auffällig ist seine sehr geringe Doppelbrechung und das hohe sp. G. = 2.57—2.58. Beides erklärt Osann, ebenso wie die kleine Auslöschungsschiefe gewiß mit Recht aus dem BaO-Gehalt des Feldspats, dem die Formel $Or_{30}\,Ab_4\,Ce_{0\cdot3}$ zukommt. — Der Leucit ist nirgends ganz frisch, idiomorph mit (211) bei größeren Dimensionen, rundlich bis eiförmig bei geringen. Doppelbrechung und Zwillingsbildung wurden nie beobachtet. Das trübe Umwandlungsprodukt des Leucits besteht nach chemischer Untersuchung wahrscheinlich aus einem kalk- und kalihaltigen Analcim. — Reichlicher Apatit und spärliches, titan-

haltiges Eisenerz sind die Nebengemengteile. Die Struktur dieses Typus ist nicht eigentlich porphyrisch, sondern angenähert die eines Tiefengesteins. Das Charakteristische derselben liegt in dem Gegensatz der großen Sanidine gegen die helleren Leucit-Katophoritfelder. Geringe Mengen einer nicht mehr frischen Glasbasis sind mehr zu vermuten als sicher zu erkennen.

In andern Typen mit etwa gleichen relativen Mengen von Sanidin und Leucit fehlt der charakteristische Zug des ersten Typus in der Struktur. In der dichten graugrünen Grundmasse liegen zahlreiche Olivine, spärliche Phlogopite, und mit der Lupe erkennbar sehr reichliche, nicht ganz stecknadelkopfgroße, an Leucit erinnernde mattweiße, rundliche Flecken. Die viel feinkörnigere Grundmasse besteht aus einem allotriomorph-körnigen Sanidinaggregat, in dem die hier älteren Leucite eingewachsen sind. Diopsid ist in zwei Generationen, Katophorit nur sehr spärlich vorhanden. — Leucitärmer sind Proben aus der nächsten Umgebung des Apatit-Bergwerkes. Hier bildet Sanidin in hypidiomorph-körnigen Aggregaten fast allein die Grundmasse oder er zeigt sich in breiteren Leisten, deren Zwischenräume von Katophorit und von farbloser, z. T. umgewandelter Glasbasis erfüllt sind. Der Leucit ist in dem Sanidin eingewachsen. An einer Stelle, wo dieser Typus auftritt, ist der farblose Olivin randlich intensiv grün geworden ohne jede Entwicklung einer fasrigen oder blättrigen Struktur und ohne Änderung des Brechungsvermögens und der Orientierung des optischen Elastizitätsellipsoides, aber unter starker Verminderung der Doppelbrechung und des Winkels der optischen Achsen. Das gleichzeitige Auftreten zahlreicher Spaltrisse in dem randlichen grünen Umwandlungsprodukt, welches wasserfrei zu sein scheint, deutet auf eine Volumzunahme, aber eine sichere Erklärung des Phänomens ist noch zu suchen.

In einer dritten Gruppe finden sich neben sanidinarmen auch durchaus feldspatfreie Ausbildungsformen von pikritartigem Aussehen mit bald viel, bald wenig Phlogopit, so an der Straße nach Agramon. Bei geringem Glimmergehalt ist der Phlogopit stark korrodiert und opacitisch verändert; in den glimmerreichen Gesteinsformen sind die opacitischen Korrosionsreste von einer jüngeren, tiefergefärbten Phlogopitgeneration umwachsen, die oft Leucit einschließt. Diopsid ist in zwei Generationen vorhanden, deren jüngere vielfach mit Katophorit umwachsen ist und der jüngere Diopsid, ebenso wie der Katophoritmantel umhüllen Leucit. — Ganz sanidinfreie graue dichte Ausbildungsformen mit zahlreichen Olivineinsprenglingen treten oberhalb der Straße nach Minateda auf. Sie enthalten nur spärliche Reste von resorbiertem Phlogopit, nur eine Generation von Diopsid und wenig Katophorit. Die Hauptmasse besteht aus dicht gedrängten, umgewandelten Leuciten, verkittet durch farbloses Glas mit zahlreichen Erzpartikeln.

Wennschon sich Verit, Fortunit und Jumillit wohl als isolierte Vertreter der Alkaligesteine im östlichen Spanien darstellen, so sind sie doch durch die Vorherrschaft des Kali über Natron auffallend geschieden

von den vereinzelten Vorkommnissen am Mar menor bei Carthagena, in der Umgebung von Olot in Katalonien und auf den Columbrete-Inseln.

Orendit, Wyomingit und Madupit.

Im südwestlichen Wyoming, im sog. Red Desert, liegen die Leucite Hills, die ihren Namen dem Auftreten von Strömen und Schlotten leucithaltiger Gesteine über und in aufgerichteten Kreideschichten verdanken. Sie wurden zuerst von S. F. Emmons geologisch, von F. Zirkel in seiner Petrographie des 40. Parallels petrographisch beschrieben. Eine eingehende Darstellung der 22 Vorkommnisse dieser Gesteine in geologischer Beziehung gaben J. F. Kemp und W. C. Knight. Die genaue Kenntnis in petrographischem Sinne verdanken wir wesentlich den Arbeiten von Kemp und Ch. W. Cross, die zu übereinstimmenden Resultaten führten. Auch bei Cross finden sich wichtige Angaben über die geologischen Verhältnisse, sowie ein reiches chemisches Material.

Orendit nannte Cross nach einer Kuppe auf der NO.-Seite der Hügel das herrschende Gestein von bald rötlichbrauner oder grauer, auch gelblicher bis strohgelber Farbe, feinzuckerkörnigem Gefüge und oft reich an Blasenräumen, die stets leer sind und in welche mit starker Lupe erkennbare feine Nadeln eines katophoritischen Amphibols hineinragen, die aber noch öfter mit Hyalit ausgekleidet sind. In der Gesteinsmasse selbst sieht man mit der Lupe helle, spiegelnde Spaltflächen von poikilitisch mit den andern Gemengteilen durchwachsenem Sanidin und schon mit dem unbewaffneten Auge Blätter von Phlogopit. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Sanidin und Leucit in wechselnden Mengen und ungleicher Verteilung, so daß im Dünnschliff fleckenartige Anhäufungen von Leuciten mit solchen von isometrischen oder nach der Kante P/M gestreckten Sanidin-Individuen miteinander wechseln. — Der Diopsid erscheint in feinen Nadeln ziemlich reichlich, besonders gern eingewachsen im Sanidin. — Der Phlogopit entspricht in allen Eigenschaften, deren wichtigste oben bereits angegeben wurden, dem des Verits und Jumillits; er ist titanhaltig, wie jener. Auch die Glaseinschlüsse kehren hier wieder und dieselben, den Strahlen der Druckfigur parallelen Reihen von erzreichen Interpositionen. So wenigstens in einem Handstück von der Orenda Butte, welches ich der Güte der Herren Ch. W. Cross und G. P. Merrill verdanke. Die Resorption des Phlogopits in diesem Gesteine führt zur Neubildung von Leucit, kleinen Brookittäfelchen und von stengligem, hellbräunlichgrauem, katophoritischem Amphibol. Da aber weder Cross noch Kemp diese Umrandung erwähnen, so scheint sie nur lokal, nicht allgemein zu sein. — Cross erkannte auch einen eigentümlichen Amphibol als wesentlichen und zwar als jüngsten Gemengteil, da er die eckigen Räume zwischen den Sanidinen erfüllt und die Leucite ebenso einhüllt, wie der Ägirin den Nephelin so vieler Phonolithe. Cross beobachtete an diesem Amphibol den normalen Spaltwinkel, fand $c : c = 0^0$, $b = b$, und sah auf

dem Schnitt nach (001) die Bissectrix eines sehr kleinen 2V austreten; das Kreuz öffnete sich eben noch in der Diagonalstellung. Den Pleochroismus bestimmte er als a blaßgelb, b rot, c hellgelb. Der Amphibol gehört trotz mancher abweichender Eigenschaften danach zum Katophorit. In meinen Präparaten fand ich c : c ziemlich groß, den Pleochroismus ähnlich, jedenfalls mit stärkster Absorption der parallel b schwingenden Strahlen, während a und c nicht merklich verschieden waren. Schnitte senkrecht zur Prismenachse konnte ich nicht beobachten, fand aber, daß dieser Katophorit oft terminale Ansätze von Ägirin in kristallographisch paralleler Stellung hat. — Der Leucit ist idiomorph oder rundlich, durchaus isotrop und älter als der Sanidin, in welchem er gelegentlich eingewachsen ist. — Apatit erscheint nicht eben reichlich, Eisenerze scheinen zu fehlen. — Rutil wird als Übergemengteil von Cross mit Fragezeichen angeführt; dasselbe Mineral findet sich auch in meinen Schliffen, stimmt aber in seinen Eigenschaften besser mit Brookit. — Cross gibt auch trübe und korrodierte Orthoklaskörner an, die er aber als Fremdlinge deutet, welche von fremden Gesteinseinschlüssen herrühren.

Der **Wyomingit** aus den eigentlichen Leucite Hills ist das zuerst von Zirkel beschriebene Gestein. Bei ausgesprochen blättriger Struktur, wie sie die Phonolithe so oft zeigen, läßt er in einer dichten, mattrötlichgrauen Grundmasse zahlreiche, in hexagonalen und rhombischen dünnen Blättern ausgebildete, idiomorphe Phlogopite mit bis 3 mm Durchmesser erkennen, die in allen Eigenschaften mit dem Phlogopit des Orendits übereinstimmen. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus isotropen Leuciten im Gemenge mit viel kleinen, blaßgrünen bis farblosen Diopsidnadeln. Die Leucite bilden rundliche Körner von 0.01 bis 0.05 mm Durchmesser und zeigen nur dann idiomorphe Begrenzung, wenn sie etwas größer werden. Nur durch die Analyse wurde die Anwesenheit von etwas Apatit und Nosean oder Hauyn erwiesen, den übrigens Kemp auch mikroskopisch beobachtete. Erze fehlen ganz. Das Vorhandensein einer farblosen Glasbasis wird ebenfalls sicherer durch die Analyse, als direkte Beobachtung erwiesen. Sie versteckt sich sehr in dem feinkörnigen Gemenge von Leucit und Diopsid, deren Umrisse und korrekte kristallographische Gestalt jedoch die Anwesenheit einer Basis fordern. — Ein kleiner Gehalt von biotitähnlichem Glimmer wird angegeben. — Etwas reicher an Phlogopit, gröberkörnig und noch mehr blättrig ist ein mattgrünlicher Wyomingit vom Boar's Tusk, einem Vulkanschlott NW. von den Leucite Hills im Tale des Killpacker Creek. Hier sind auch die Leucite und Diopside besser idiomorph und eine Glasbasis in geringer Menge deutlich nachweisbar. — Neben ganz sanidinfreien Wyomingiten kommen solche mit einem geringen und mit höherem Gehalt an Sanidin vor, ja nach Kemp und Knight gehen Orendit und Wyomingit in einem und demselben Strome ineinander über.

Madupit nannte Cross nach dem County, worin der Fundort liegt,

ein Gestein von der Pilot Butte, einem kugelförmigen Hügel, der von der Hauptmasse der Leucite Hills durch das breite Tal des Killpacker Creek getrennt wird. Das Gestein ist aschgrau, gelblich oder grünlich und in geringem Maße poros. Die Poren sind leer und nur in den gelben Abarten mit zeolithischen Substanzen ausgekleidet, so daß diese weniger frisch sein dürften als die aschgrauen und grünlichen. Von der matten steinigen Bruchfläche heben sich bis nicht ganz 1 mm große, stark glänzende Phlogopitspaltflächen ab und mit der Lupe erkennt man blaßgrüne Prismen von Diopsid. Im Dünnschliff erscheint der Diopsid in farblosen Prismen, begrenzt von (110) und großem (100), während (010) vollständig fehlt. Er ist zu fluidalen Strömen geordnet, welche in gleicher Weise den Phlogopit und die Glasbasis durchziehen. Danach ist der Diopsid älter, als der Phlogopit, der nicht idiomorph. sondern in unregelmäßig eckigen und rauhen Körnern ausgebildet ist und wohl scharfe und geradlinige, aber nicht so zahlreiche Spaltrisse zeigt, wie die Glimmer es sonst tun. Dieser Phlogopit zeigt nach Cross dieselbe Schiefe der Auslöschung, den gleichen Pleochroismus, a gelb mit gelegentlichem Stich in Rosa, b = b rosa, c strohgelb und großen Achsenwinkel. Er enthält bisweilen sehr kleine als Rutil gedeutete Nädelchen. — Magnetit in kleinen Oktaëdern von 0.02—0.03 mm Durchmesser ist recht spärlich. — In größeren Mengen erscheint eingeschlossen im Phlogopit, und dann frisch, oder in der Glasbasis und dann verändert in rundlichen Kristallen (anscheinend Würfel) ein sehr stark lichtbrechendes, gelbbraundurchsichtiges, isotropes Mineral von denselben Dimensionen wie der Magnetit, das als Perowskit gedeutet wird. Wo dieses in der Glasbasis liegt, ist es stets von einer Schale einer trüben, weißlichen, stark lichtbrechenden Substanz umhüllt. Etwa ein Drittel des Gesteins bildet die bräunlich durchsichtige, globulitisch gekörnelte Basis. Nach einer von Cross durchgeführten Berechnung der Analyse, wobei angenommen wird, daß alle MgO des Gesteins im Phlogopit gebunden sei, müßte die Basis ziemlich genau die Zusammensetzung des Leucits haben. Diese Annahme kann nicht allgemein zutreffen, denn in einem meiner Präparate ist sie in nicht unbeträchtlichem Maße in recht breite einheitliche Phlogopitflatschen umgewandelt, die man erst zwischen gekreuzten Nicols deutlich von der unveränderten Basis unterscheiden kann. — Kemp gibt aus dem Madupit auch vereinzelten Leucit und Nosean an.

Orendit, Wyomingit und Madupit tragen insofern die stofflichen Charaktere dieser ganzen Familie der lamprophyrischen Ergußgesteine an sich, als Phlogopit und Diopsid in beträchtlichen Quantitäten auftreten. Im Madupit überwiegen sie gegenüber den feldspatigen Gemengteilen, in Orendit und Madupit treten sie gegen diese zurück. Die Familiencharaktere sind in dieser Gruppe also nicht so prägnant entwickelt, wie in der Verit-Fortunit-Gruppe. Dem entspricht das Fehlen des Olivins in den Gesteinen der Leucite Hills.

Ob hierher seiner geologischen Stellung und seiner Struktur nach ein von Wh. Cross unter dem Namen Prowersose (syenitic lamprophyre) beschriebenes Gestein gehören könnte, bleibt noch zweifelhaft. Seinem stofflichen Bestande nach schließt es sich eng an die Gesteine dieser Gruppe an. Dasselbe bildet eine lakkolithische Intrusion und zahlreiche Gänge vom Alter der oberen Kreide oder des unteren Eocän in den Trias-Schichten des Arkansas-Tales in Prowers Co., südöstliches Colorado. Das feinkörnige, z. T. minetteähnliche, grünlichgraue Gestein enthält sehr viel, 2 mm und weniger, vereinzelt auch 2 cm große Biotitblättchen und wenig Serpentinpseudomorphosen nach Olivin, zu denen sich unter der Lupe blaßgrüne Prismen von diopsidischem Augit (SiO_2 51.27, TiO_2 0.70, Al_2O_3 3.05, Fe_2O_3 3.08, FeO 4.34, MnO 0.28, MgO 14.21, CaO 22.58, Na_2O 0.67, K_2O 0.06) und viel Feldspat als Mesostasis gesellen. Unter dem Mikroskop besteht die Hauptmasse des Gesteins aus allotriomorphen Orthoklastäfelchen mit etwa 0.2 mm Durchmesser. Ihm folgt an Menge der Biotit, dem gleichfalls die idiomorphe Begrenzung meistens fehlt. Magnetit ist reichlich in kleinen Körnern vorhanden, Apatit bildet schlanke Nadeln und dickere Säulchen. Die chemische Zusammensetzung (SiO_2 50.41, TiO_2 1.47, Al_2O_3 12.27, Fe_2O_3 5.71, FeO 3.06, MnO 0.15, MgO 8.69, CaO 7.08, Na_2O 0.97, K_2O 7.53, H_2O 1.80, P_2O_5 0.46, V_2O_3 0.03, NiO 0.04, BaO 0.23, SrO 0.06, hygrosk. Wasser 0.46, Sa. 100.42) ist ähnlich der des Fergusits, des Orendits und des Selagits.

Nahe verwandt, aber wohl auch kein eigentliches Ergußgestein ist nach Edson E. Bastin ein Vorkommen in der Grafschaft Knox, Maine, das hauptsächlich in dem Stadtgebiet von Appleton in Phylliten und Gneißen eine Eruptivmasse mit angenähert kreisförmigem Durchschnitt von 3.5 – 4 miles bildet, die von zahlreichen Aplitgängen durchfurcht wird. Die Hauptmasse des Gesteins ist porphyrisch und zeigt zahlreiche bläulichgraue, etwa zolllange Feldspate in ziemlich feinkörniger, dunkelgrüner Grundmasse, die fast ganz aus Biotit und grüner Hornblende zu bestehen scheint. Die oft in Karlsbader Zwillingen ausgebildeten Feldspate bestehen aus mikroperthitischem Orthoklas und Mikroklin, oft in ein und demselben Individuum vereint, oder zumal in den kleineren Kristallen aus reinem Orthoklas und reinem Mikroklin. Sie bilden 42% des Gesamtgesteins. Als Einschlüsse in den Feldspaten werden vorwiegend Quarz, bisweilen Albit, ziemlich oft Zirkon und lange Nadeln angegeben, die den bekannten Rutilnadeln im Granitquarz ähneln. Die Grundmasse baut sich aus 55.5% vollkommen frischem braunem Biotit, 32.6% lichtgrünen, etwa 0.5 mm langen Hornblendesäulchen, 6.3% Titanit, 5% Apatit, 3.2% Quarz, 1.6% Titanmagnetit und 0.7% Orthoklas auf. Die Analyse lieferte SiO_2 52.26, TiO_2 1.92, Al_2O_3 10.63, Fe_2O_3 2.47, FeO 5.45, MnO 0.12, MgO 9.32, CaO 5.62, Na_2O 1.60, K_2O 5.99, H_2O 1.97, P_2O_5 0.98, ZrO_2 0.08, CO_2 0.75, hygrosk. Wasser 0.98, Sa. 100.14. — Es sei nochmals hervorgehoben, daß diese Prowersite ihrer geologischen Erscheinungsform nach keine Ergußgesteine

sind. Für das erste Vorkommen von Two Buttes in Colorado ist es wahrscheinlich, daß es zu den lamprophyrischen Ganggesteinen gehöre, für das zweite von Knox Co., Maine widerspricht die gewaltige Masse und die Struktur, zumal die Feldspateinsprenglinge, durchaus einer solchen Annahme.

Euktolith nannte ich die hellaschgraue, von schmalen und angenähert parallelen, der Fluidalrichtung entsprechenden Klüften durchzogene Lava des erloschenen Vulkans Pian di Celle unfern San Venanzo in Umbrien, etwa halbwegs zwischen Orvieto und Perugia, die schon mit bloßem Auge nicht eben spärliche Einsprenglinge von farblosem Olivin und recht vereinzelte von hellgelbem Phlogopit, den ich irrtümlich Biotit nannte, in einer holokristallinen, sehr feinkörnigen Grundmasse aus einem mikroskopischen Gemenge von Olivin, Melilith, Leucit, Phlogopit und Magnetit enthält, deren miarolitische Zellen von einem strahlig-blättrigen Zeolith erfüllt sind.

Die vollkommen idiomorphen, frischen, nie korrodierten oder serpentinisierten Olivine enthalten reichlich tiefbraun durchsichtige Kriställchen von Picotit oder Chromit. Die Olivine der Grundmasse unterscheiden sich mehr durch den mangelnden Idiomorphismus als durch die Dimensionen von dem Einsprenglingsolivin. — Die bis zu 3 mm Durchmesser erreichenden Phlogopite der intratellurischen Generation sind idiomorph, schwach pleochroitisch, mit hellgelb bis farblos für die senkrecht zur Spaltbarkeit schwingenden, hellstrohgelb ohne deutlichen Unterschied für die parallel zur Spaltung schwingenden Strahlen. 2V ist sehr klein, eine Schiefe der Bissectrix α zur Normalen auf (001) nicht sicher zu konstatieren. Der Grundmasse-Phlogopit ist nie idiomorph, sondern bildet schmale Hüllen um Olivin und Melilith oder füllt die Interstitien der übrigen Gemengteile. — Der reichliche farblose Melilith erscheint in dünn tafelförmigen Individuen mit unregelmäßiger randlicher Begrenzung und ebenflächiger oder aber durch oberflächlich eingewachsene Leucite unebener Basis. Die größeren Individuen haben einen streng idiomorphen Kern von optisch positivem Charakter und sehr schwacher Doppelbrechung, darauf eine gleichfalls idiomorphe, anscheinend isotrope Hülle und dann eine nicht idiomorphe Schale mit optisch negativem Charakter und etwas stärkerer Doppelbrechung. Spärlicher finden sich kleine Melilithe, die die Eigenschaften der äußersten Hülle der größeren haben und wohl eine zweite Generation darstellen. Alle Melilithe führen dieselben Chromit-, bezw. Picotiteinschlüsse, wie der Olivin, und außerdem grau- bis lederbraun durchsichtige Kriställchen von Perowskit. Nirgends zeigt der Melilith die Pflockstruktur. — Der Leucit ist z. T. idiomorph, z. T. rundlich bis ei- und birnenförmig, bald isotrop, bald zeigt er in schwachem Maße die bekannten Phänomene der Doppelbrechung. — Magnetit ist nicht spärlich, Apatit wurde nur selten beobachtet. — Lokal enthält das Gestein spärlichen Nephelin, farblose Nädelchen, die wohl als Diopsid und grün-

liche Blättchen, die vielleicht als Amphibol zu deuten sind. — In den langgezogenen, miarolitischen Klüften sind die Wandungen mit zahlreichen gelblichen bis farblosen Blättchen von Phlogopit, winzigen Apatitnädelchen, farblosen Oktaëdern von Sodalith und divergentstrahligen Kugeln eines Zeoliths besetzt. — Charakteristisch ist die wenig ausgesprochen-porphyrische Struktur wie bei den Leucite Hills Gesteinen, von denen der Madupit dem Euktolith chemisch sehr nahe steht. — V. Sabatini, der das Gestein unabhängig und gleichzeitig mit mir untersuchte, nannte es Venanzit.

Zu dem Euktolith gehört auch ein olivinfreies Melilithgestein von Coppaeli di Sotto unfern Rieti in Umbrien, das von Brugnatelli und später von Sabatini beschrieben wurde. Dasselbe enthält kleine Einsprenglinge von durchaus farblosem Diopsid in einer holokristallinen Grundmasse aus demselben Diopsid, optisch positivem Melilith ohne Zonarstruktur und mit stärkerer Doppelbrechung, viel blaßgelbem Phlogopit, Perowskit und Apatit. Es gehört zu den vulsinischen Laven und wurde von Sabatini **Coppaelit** genannt.

Absarokite nannte J. P. Iddings strom- und gangförmig neben Shoshonit und Banakit in dem Crandall Basin, Two Ocean Plateau und in der Absaroka-Range, Yellowstone National Park auftretende, feldspatfeie Gesteine, welche reichliche Einsprenglinge von Olivin und Augit in einer Grundmasse haben, die jede Ausbildungsform zwischen einem dunklen Glase bis zu fast phanerokristalliner hellgrüner Gesteinsmasse besitzen kann. Das ältestbekannte, schon von Arn. Hague beschriebene Vorkommen aus dem Ishawooa Canyon ist fast holokristallin und führt zahlreiche Einsprenglinge von farblosem Olivin, hellgrünem Augit mit bis zu 42° Auslöschungsschiefe von nicht streng idiomorpher, sondern oft zackiger Begrenzung, wobei dann in den einspringenden Winkeln Orthoklas liegt. Die hellfarbige Grundmasse besteht aus fast vollkommen idiomorphem Orthoklas und Leucit nebst etwas Olivin, Augit, Magnetit, viel Apatit und etwas intersertaler Glasbasis. Orthoklas und Leucit bilden nicht ein gleichmäßiges Gemenge, sondern sind jeder für sich in unregelmäßig sich abgrenzenden Arealen zusammengedrängt. Der nach der Kante P/M kurz gestreckte Orthoklas bildet einfache Individuen und Karlsbader Zwillinge und hat nur selten einen Kern von Labradorit.

Diesem Typus am nächsten steht ein 4 Fuß mächtiger Gang auf der Wasserscheide zwischen Lamar River und Crandall Creek südlich vom Hoodoo Mountain. Dieselben Einsprenglinge liegen hier in einer holokristallinen Grundmasse von vorherrschendem Orthoklas mit kleinen Kernen von Plagioklas nebst Mikrolithen von Augit, Magnetit, auch Ilmenit und Biotit. Zwischen den Orthoklasen ist eine trübe unbestimmbare Substanz von feldspatähnlichem Aussehen als Kitt vorhanden. Am Salband wird die Grundmasse glasig und enthält dann nur Augit, nicht Biotit, und es erscheinen darin einzelne Plagioklasleistchen. Leucit

fehlt diesem Vorkommen ganz. Das ist gegenüber dem erstbeschriebenen Gestein dasselbe Verhältnis, wie zwischen Orendit und Wyomingit. — Ein Strom von ähnlichem Charakter enthält Fremdlinge von Quarzkörnern mit den bekannten Augitkränzen und zeigt in der Grundmasse neben viel blaßgrünem Augit, braunem Biotit und Magnetit nur untergeordnet Orthoklasleisten mit Plagioklaskernen und strahlige Aggregate von sauren Feldspatnadeln, sowie häufige rundliche Flecke, die auf Leucit deuten. — In einem Strom am Conant Creek sind die Plagioklaskerne in den Orthoklasen häufig und groß. — Ein Gang im Gneiß der Hurricane Mesa enthält braune Hornblende.

Die Absarokite, deren unterscheidender Charakter in dem häufigen Plagioklasgehalt zu suchen wäre, gehen durch Zunahme des Labradorits über in die bei den Trachydoleriten besprochenen Shoshonite. — G. P. Merrill beschreibt die Absarokite aus Montana. Ein Vorkommen von Bozeman, welches ich seiner Liebenswürdigkeit verdanke, zeigt reichliche Einsprenglinge von stark serpentinisiertem Olivin und farblosem Pyroxen in holokristalliner Grundmasse aus herrschenden Augitmikrolithen, spärlichem Orthoklas, Magnetit und viel großen Apatiten.

Washington beschreibt als Leucitbasanit ein Gestein aus dem Vulsinischen Eruptivgebiet von Fiordine bei Montefiascone mit Einsprenglingen von Diopsid und Olivin, die reichlich $^1/_3$ der Gesteinsmasse bilden. in einer Grundmasse aus Diopsidkörnern, kleineren Olivinen, viel Leucit. Biotit und etwas Magnetit, verkittet durch eine farblose Masse, die z. T. als fast normaler Anorthit, z. T. als Nephelin gedeutet wird. Die Analyse verweist dieses Gestein zu den Absarokiten.

Unmittelbar an die Absarokite schließen sich auch nach der von A. Klautzsch gegebenen Beschreibung und insbesondere nach der in seiner Arbeit mitgeteilten Analyse die Laven des Matavuna-Kraters im Osten der Samoa-Insel Savaii aus den Jahren 1905 und 1906 an. Sie enthalten spärlich kleine Leisten von basischem Labradorit, kurze Prismen von blaßviolettem Augit, Magnetit und Ilmenit in einer vorherrschenden Grundmasse von braun durchsichtiger oder durch kristallitische Ausscheidungen opaker Glasbasis mit Mikrolithen von Labradorit und Augit. Klautzsch weist auf die chemische Verwandtschaft mit den Hornblendebasalten, Trachydoleriten und Nephelingesteinen hin.

Auch der von Soellner beschriebene Nephelinbasanit von der Platzer-Kuppe an der Straße von Brückenau nach Kissingen mit 15.75 MgO neben 10.59% CaO hat den chemischen Charakter der lamprophyrischen Ganggesteine.

Sanukit nannte E. Weinschenk ein vitrophyrisches Gestein, welches in einer klaren Glasbasis viel farblosen Bronzit in langen Nadeln. spärlichen Plagioklas und vereinzelt Granat enthält. Der Bronzit wird häufig von Augit eingehüllt. Die Fundorte dieses Gesteins sind Amiura, Kankanishi, Ikomasan, Kaihai und Kajiri in den Provinzen Sanuki und Kawashi, Japan. Der Sanukit wäre danach ein Hypersthenandesit,

dessen Eruption im Anfang der intratellurischen Feldspatausscheidung stattfand.

Dasselbe Gestein beschrieb Y. KIKUCHI als vulkanisches Glas aus Tuffen von der Bonin-Insel (japanisch Chichishima) und von dem nahegelegenen Ototoshima und ebenso, ohne hiervon Kenntnis zu haben, auch JOH. PETERSEN von Peel Island, einer der Bonin-Inseln (27° n. Br. 141° ö. L. von Greenwich) in nahezu übereinstimmender Weise, letzterer z. T. in absolut feldspatfreiem Zustande. Rhombische Feldspattäfelchen der Grundmasse hält er eher für Sanidin, KIKUCHI für Anorthit; sie kommen neben zweifellosen Plagioklasleistchen vor. Die Basis wimmelt nach der Angabe beider Autoren von zierlichsten Augitwachstumsformen und andern kristallitischen Gebilden. Die Einsprenglinge sind Bronzit, Olivin und spärlicher Augit, lokal Feldspat. Die Basis bildet etwa die Hälfte der Gesteinsmasse. — PETERSEN hat das Gestein Boninit genannt; aber der WEINSCHENK'sche Name hätte die Priorität, wie die Jahreszahlen der Arbeiten zu Häupten dieses Kapitels ergeben.

Es scheint jedoch, daß unter dem Namen Sanukit oder Boninit noch dem Wesen nach verschiedene Gesteine zusammengefaßt worden sind, die allerdings ähnlichen Mineralbestand der Art nach, aber nicht der Menge nach haben. Wenn man nach dem vorhandenen Analysenmaterial, welches KIKUCHI und PETERSEN mitteilen, urteilt, so darf man mit Sicherheit nur das von R. FUKUDA bei KIKUCHI analysierte, feldspatfreie und glasige Gestein von Miyanoura auf Chichishima zu den lamprophyrischen Ergußgesteinen stellen, während der von PETERSEN analysierte feldspatfreie Boninit von Opigaura auf Chichishima und das Gestein von Ototoshima zu den Bronzit-Andesiten gehören und eine Art limburgitischer Ausbildungsform derselben darstellen würden, genau wie der Sanukit von WEINSCHENK. Weitere Untersuchungen werden die Entscheidung bringen müssen. Lassen wir zunächst dem sicher hierher gehörenden Vorkommen von Miyanoura den Namen **Boninit,** dann läge darin gegenüber allen vorher besprochenen, zu den foyaitisch-theralithischen Magmen gehörigen Formen ein Repräsentant der Kalk-Alkali-Magmen als Glied der lamprophyrischen Ergußgesteine vor.

B. HOBSON beschreibt von Ballystrasna in Limerick, Irland, als Augitit ein vitrophyrisches Gestein mit Ausscheidungen von Augit, Magnetit und wenig Biotit, das unter dem Kohleschiefer gefunden wurde. Da E. HULL in einer älteren Beschreibung des Gesteins Feldspatkristalle erwähnt, so könnte vielleicht ein dem Sanukit entsprechendes paläovulkanisches Ergußgestein von lamprophyrischem Charakter vorliegen.

Mit dem alten, schon von HAUY gebrauchten und in der italienischen Literatur oft vorkommenden Namen **Selagit** wird man das in der neueren Literatur öfter als Glimmertrachyt bezeichnete Gestein vom Monte Catini SW. von Volterra in Toscana belegen könnte, welches einen kleinen, etwa ein halbes Quadratkilometer Areal einnehmenden

Stock oder Schlott in tertiären Mergeln bildet. Dasselbe enthält in schmutziggraugrüner, unauflöslicher Grundmasse von lockerem, fast erdigem Gefüge, die beim Anhauchen stark tonig riecht, wie die Minetten, dichtgedrängte, dünntafelige, dunkelbraune idiomorphe Glimmerblättchen mit einem bis zu 3 mm betragenden Durchmesser und bis zollgroße Körner und Knauer von grauem dichtem Quarz, die bald wie fremde Einschlüsse, bald wie sekundäre Umwandlungsprodukte aussehen. Der Glimmer ist ein Meroxen mit kleinem 2E (7^0—8^0), $v > \varrho$, mit $b = c$ dunkelrotbraun, a gelb und ohne deutlich erkennbare Schiefe der Bissectrix gegen die Normale auf der Spaltfläche. Er enthält Flüssigkeitseinschlüsse und öfter Reihen von Eisenerzinterpositionen in drei, den Strahlen der Druckfigur parallelen Reihen. Die auch mikroskopisch recht feinkörnige Grundmasse besteht aus einem sehr gleichmäßigen und nahezu holokristallinen Gewebe von kurzrektangulären bis quadratischen Orthoklasdurchschnitten mit sehr kleinem 2E und horizontaler Dispersion, weniger lang leistenförmigem Oligoklas, dessen Menge auch nach der Analyse nicht groß sein kann, reichlichen hellgrünen bis fast farblosen Diopsidsäulchen, wenig Erzpartikeln, nur ganz vereinzelten Olivinkörnchen, von denen Washington die Umwandlung in Pilit angibt, die ich nicht fand, und einer nur in dünnen Häuten vorhandenen Glasbasis. Der Diopsid ist idiomorph mit großen (100) und (010), kleinem (110) und positiven und negativen Pyramiden, $c : c = 39^0$. Als Zersetzungsprodukte finden sich Quarz, in den die Spitzen der Diopsidmikrolithe oft hineinragen, grünfasriger Serpentin und sehr spärlich Calcit.

Ob dieses Gestein in die Reihe der Kalkalkalimagmen gehöre, ist nicht mit Sicherheit zu sagen. Die Ähnlichkeit mit gewissen Ausbildungsformen der Monte Amiata-Trachyte spricht für die erste Annahme, der hohe Gehalt an Kali für die zweite. Vielleicht gehören hierher auch die von Artini beschriebenen, oben auf S. 1244 angeführten Teschenite und Mikroteschenite des Gebietes.

Mit der Abtrennung der vorstehenden lamprophyrischen Ergußgesteine glaube ich einen weiteren Schritt auf dem Wege zur Erkenntnis der gesetzmäßigen Beziehungen der Eruptivgesteine getan zu haben. Es ist nach einem, tiefer Wahrheit vollen, Spruche Goethe's eine charakteristische Eigenschaft wahrer Erkenntnis, daß sie fördert und klärt, während der Irrtum verwirrt und trübt. Das wird sich, wie ich hoffe, auch in diesem Falle bewähren. Es war ein Irrtum, wenn ich die Quarzkeratophyre und Keratophyre in ihrer Gesamtheit zu den Alkaligesteinen stellte. Und dieser Irrtum hatte sofort die Verwirrung zur Folge, denn die keratophyrischen Gesteine sind die einzigen, welche in ihrer Association nicht der allorts bestätigten Regel folgten, daß die Alkaligesteine und die Alkalikalkgesteine gesonderte Verbreitungsgebiete haben. Ihre Verbreitungsgebiete sind das Fichtelgebirge, der Harz, das

Saar-Nahe-Gebiet usw., d. h. reine und typische Provinzen der Kalk-Alkalimagmen. — Dieser Widerspruch, der mir bei der Neubearbeitung dieses Buches an zahlreichen Stellen entgegentrat, forderte seine Erklärung und Richtigstellung und immer deutlicher wurde die Einsicht, daß der größte Teil der keratophyrischen Gesteine Ergußformen der Alkalikalkmagmen vom chemischen Charakter der Aplite sein müssen, wie die Quarzporphyre und Orthophyre, nur daß an die Stelle des herrschenden Kali hier das Natron tritt.

Leider kam mir diese Erkenntnis zu spät, um noch im Texte zum Ausdruck gebracht werden zu können. Erst am Schluß meiner Arbeit darf ich sie aussprechen und meinen Lesern einige Etappen auf dem Wege zu dieser Erkenntnis angeben. Man wolle den Passus über Cuselite des Saar-Nahe-Gebietes auf S. 675 und 676 nachlesen und sich überzeugen, daß hier bereits und zwar von lamprophyrischen Formen, also mit ihrer notwendigen Ergänzung die keratophyrischen Gesteinsformen als Intrusivformation erscheinen. Dann wolle man den Schlußsatz über Quarzkeratophyre auf S. 851 nachsehen, wo die Erkenntnis meines Irrtums klar hervortritt. — Sehr klärend für das Wesen der Keratophyre erscheint mir die geologische Association, wie sie auf S. 943 und 944 gegeben wird. — Auf S. 1095 wird der mehr oder weniger deutlich keratophyrische Charakter gewisser Weiselbergite hervorgehoben und auf S. 1099 die enge Verbindung mit Labradorporphyriten. Sehr lehrreich ist auch die Durchsicht der von A. Osann in so dankenswerter Weise gesammelten Analysen von Andesiten. Man vergleiche Nr. 1817, 1819—1824, 1833, 1835, 1837, 1838, 1911, 1919, 1920, 1923 bis 1925 mit den Analysen gleichnamiger wirklicher Andesite und wird sich von der angenähert oder auch evident keratophyrischen, bei manchen wohl auch trachyandesitischen Natur überzeugen. — Auf S. 1258 und 1259 findet man keratophyrische Gesteinsformen in Verknüpfung mit Enstatitdiabasen, auf S. 1267 wird eine gewisse Analogie mit Quarzdiabasen hervorgehoben und auf S. 1274 werden keratophyrische Formen der Spilite von Pembrokeshire angeführt.

Ich glaube mich danach berechtigt, in den keratophyrischen Gesteinen eine mehr oder weniger aplitische Spaltungsform der effusiven Kalkalkalimagmen zu sehen. Nur darf man diesen Satz nicht verallgemeinern. Er würde sicher nicht für die S. 849 angeführten Quarzkeratophyre gelten, die Deprat in Korsika entdeckte. Man wird nunmehr die charakteristischen Merkmale zu bestimmen haben, welche die keratophyrischen Gesteinsformen der Alkalimagmen gegenüber denen der Alkalikalkmagmen kennzeichnen. Einen Fingerzeig in dieser Richtung gibt die Tatsache, daß es niemals gelingen wollte, in den Keratophyren die Alkalipyroxene und Alkaliamphibole ganz einwandsfrei nachzuweisen, die den effusiven Formen der Alkalimagmen eignen.

Anhang.

Vulkanische Aschen und Sande.

Literatur.*

A. Baltzer, Geognostisch-chemische Mitteilungen über die neuesten Eruptionen auf Vulcano und die Produkte derselben. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 36—82.

— Über Kieselsäure-Aschen von Vulcano. Ibidem 1875. XXVII. 265—368.

Alf. Cossa, Osservazioni chimico-microscopiche sulla cenere dell' Etna caduta a Reggio di Calabria il 28 Maggio a sc. e sulla lava raccolta a Giarre il 2 Giugno. R. Accad. Lincei. (3.) III. 1879. — C. R. LXXXVIII. 1358.

J. S. Diller, Volcanic sand which fell at Unalaschka, Alaska, Oct. 20. 1883. Science. III. No. 69. May 30. 1884.

Dufrenoy, Chemische und mikroskopische Untersuchung einiger vulkanischer Aschen. Ann. min. 1837. (3.) XII. 355. N. J. 1838. 328—332.

C. W. Gümbel, Über die in Norwegen gefallenen Vulkanaschen. Ausland. 1875. 466.

— Vulkanische Aschen des Ätna von 1879. N. J. 1879. 859.

Edw. Hull, The volcanic dust of Barbadoes 1812. Geol. Mag. 1875. 287.

H. J. Johnston-Lavis, On fragmentary ejectamenta of volcanoes. Proceed. of the Geologists' Association. IX. No. 6.

A. Knop, Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.

O. Lang, Vulkanische Asche vom Turrialba in Costarica. Nachr. K. Ges. d. Wiss. Göttingen 1875. No. 14.

A. von Lasaulx, Vulkanische Asche von Durtol in der Auvergne. N. J. 1871. 686 bis 687.

G. P. Merrill, On deposits of volcanic dust and sand in southwestern Nebraska. Proceed. U. S. Nat. Mus. 2. April 1885.

— Notes on the composition of certain pliocene sandstones from Idaho and Montana. Amer. Journ. Sept. 1886. XXXII. 199.

J. Murray et A. Renard, Les caractères microscopiques des cendres volcaniques et des poussières cosmiques et leur rôle dans les sédiments de mer profonde. Bull. Musée Roy. d'hist. nat. de Belgique. 1885. III. 1—23.

A. Penck, Studien über lockere vulkanische Auswürflinge. Z. D. G. G. 1878. XXX. 97—130.

W. Prinz, A propos des coupes de diatomées du „Cementstein" du Jutland. Description minéralogique de cette roche. Bull. Soc. Belg. de microscopie. 1885. 11ième année. No. VI et VII. 147—181.

* Die seit der 3. Auflage dieses Buches erschienene Literatur findet man zu Häupten des Abschnittes über die entsprechenden kompakten Gesteine, soweit sie mir bekannt wurde.

G. vom Rath, Vulkanische Asche der Ausbrüche auf Island im Winter 1874. N. J. 1875. 506—517.
A. Scacchi, Über den Ursprung der vulkanischen Asche. Rendiconto della R. Accad. d. sc. di Napoli. Agosto 1872. — Im Auszuge übersetzt von Rammelsberg. Z. D. G. G. 1872. XXIV. 545 sqq.
H. Vogelsang, Vulkanische Aschen von Santorin und vom Kloet auf Java. In Philosophie der Geologie. Bonn 1867. 176 sqq.
Ferd. Zirkel, Vulkanische Aschen und Sande. N. J. 1862. 16—25.
— Vulkanische Asche, die am 29./30. März 1875 in Norwegen fiel. N. J. 1875. 399.

Zu Häupten dieses Kapitels ist die Literatur über lockere vulkanische Auswürflinge nur insoweit angeführt, als sie nicht bereits bei den einzelnen Gesteinsfamilien, zu denen gewisse Aschen und Sande gehören, Erwähnung fand. Man vergleiche u. a. die Literatur zu den Andesiten, wo die zahlreichen mikroskopischen Untersuchungen über die Krakatau-Aschen des Jahres 1883 angegeben sind. — Es sollen auch hier nicht die Verhältnisse der mineralogischen Zusammensetzung der vulkanischen Aschen und Sande, welche sich aufs engste an diejenigen der entsprechenden Effusivgesteine anschließen, beschrieben werden. Es sollen vielmehr nur solche Beziehungen kurz erwähnt werden, welche einerseits diesen Auswurfsmassen als solchen im Gegensatz zu den kompakten Gesteinen eignen und welche andererseits zur Erklärung der eigentümlichen Struktur gewisser Schichtgesteine beitragen können.

Wenn gesagt wurde, daß die mineralogische Zusammensetzung vulkanischer Aschen und Sande die gleiche sei, wie diejenige der entsprechenden Massengesteine, so ist dieses nur mit gewissen Einschränkungen vollgültig. Da diese lockeren Auswurfsmassen in ihren einzelnen Partikeln sehr verschiedenes spezifisches Gewicht haben und demnach in ihrem Fluge durch die Atmosphäre einer Art äolischem Schlämmprozeß unterworfen werden, so müssen die relativen Mengen kristallisierter und amorpher Partikeln und die relativen Mengen der einzelnen kristallinen Ausscheidungen wesentlich andere sein, je nach der Entfernung vom Ausbruchspunkt, in welcher sie niederfallen und gesammelt werden. Die Erfahrung bestätigt diesen Schluß durchaus. Dann aber ist wegen der geringen Dimensionen dieser Gebilde und ihrer dadurch bedingten ungeheuer großen Abkühlungsoberfläche, sowie durch den continuierlichen Ortswechsel in einem vorzüglichen Wärmeleiter, den sie erfahren, die Periode der extratellurischen Gesteinsentwicklung eine überaus viel kürzere im Vergleich zu derjenigen der kompakten Effusivmassen. Dem entsprechend müssen wir eine weit häufigere vitrophyrische Ausbildung und sehr geringe Dimensionen der mikrolithischen Gebilde erwarten. Auch das bestätigen alle Untersuchungen.

Die früher öfters diskutierte Frage nach der Herkunft der vulkanischen Aschen und Sande, ob dieselben zerriebenes, festes Gesteinsmaterial oder zerstiebte Lava seien, dürfte heute kaum noch aufgeworfen

werden. So ziemlich alle Beobachter und jedenfalls alle Tatsachen sprechen zu Gunsten der letzteren Annahme. Damit soll natürlich nicht gesagt werden, daß sich nicht auch wechselnde Mengen triturierten festen Materials der Kraterwände der zerstiebten Lava beimengen können und gelegentlich beigemengt haben. Ja, A. Lacroix zeigte bei seiner Untersuchung der Aschen des letzten Vesuvausbruches im Frühjahre 1906, daß man die beiden möglichen Gruppen der Aschen, Zerstiebungsprodukte der flüssigen Lava und Triturationsprodukte der präexistenten Gesteine sicher unterscheiden kann.

Denken wir uns durch Gas- oder Dampfentwicklung infolge plötzlich abnehmenden Drucks die Lavamasse in einem Krater zerstieben, wie das Sodawasser in einer rasch geöffneten Flasche, so werden die lockeren Auswurfsmassen sehr verschiedene petrographische Natur haben, je nachdem der Prozeß der intratellurischen Gesteinsentwicklung mehr oder weniger weit gediehen war. Durch dieses Verhältnis wird wesentlich die relative Menge kristalliner und amorpher Ejectamente bedingt werden. Die größere oder geringere Heftigkeit der Dampfentwicklung, der Grad der Viscosität der Lava und der Adhäsion zwischen den ausgeschiedenen Kristallen und dem glasigen Kristallisationsrückstande oder Magma, in geringerem Grade auch die Mengenverhältnisse dieser beiden werden für die Dimensionen und die Form der Auswurfsmassen bestimmend sein. Die in den vorhergehenden Kapiteln gegebenen Darstellungen der Effusivgesteine machen es wahrscheinlich, daß die Aschen und Sande basischer Eruptivgesteine häufiger kristallreich, diejenige saurer Laven öfter glasig sein werden. Das scheinen auch die bisher vorliegenden Beobachtungen zu bestätigen.

In dem Krater wird eine Lava, sofern derselben die intratellurische Kristallisation nicht überhaupt abgeht, in wechselnden Mengen von nesterartigen Agglomerationen der ältesten Ausscheidungen, einzelnen Kristallen, zumal der frühesten Bildungen, und aus einem schmelzflüssigen Kristallisationsrückstande (Magma) bestehen. In diesem letzteren werden, wenn der Aufstieg der Lava im Kraterkanal und damit die Druckverminderung und der Wasserverlust bereits einige Zeit gedauert haben, Resorptionen älterer intratellurischer Gebilde und mikrolithische Neubildungen bis zu einem gewissen Grade eventuell haben stattfinden können. Wir dürfen daher erwarten, daß unter den losen Auswurfsmassen holokristalline und hypidiomorph-körnige Auswürflinge mit einer mehr oder weniger vollständigen Schlacken- oder Glashülle (Olivinbomben, Hornblendebomben, Augitbomben, Sanidinitmassen etc.), lose Kristalle mit mehr oder weniger anhängender Glas- oder Schlackensubstanz, größere und kleinere Lavastücke (Bomben, Lapilli) mit verhältnismäßig, zumal peripherisch hohem Glasgehalt und endlich feinste Glaspartikeln, mehr oder weniger mit Kristallen und Kristallfragmenten untermengt, auftreten werden. Es ist ferner zu erwarten und wird von der Beobachtung erwiesen, daß unter den holokristallinen Auswürflingen sich in größerer Menge Mineralgemengteile finden, die in

der kompakten Lava durch magmatische Resorption mehr oder weniger verschwunden sind.

Alle die kristallinen Gemengteile solcher loser Auswurfsmassen werden dieselbe Beschaffenheit haben, wie diejenigen der kompakten Lava und ältere Angaben über einen besonderen und außergewöhnlichen Reichtum derselben an Glas- und Gaseinschlüssen bedürfen gewiß einer Revision. Dagegen ist es allerdings zu begreifen, daß die Glaspartikel der Aschen in höherem Grade mit Dampfporen erfüllt seien, als die glasige Basis der entsprechenden kompakten Lavaergüsse.

Die schwereren und voluminösen Auswürflinge fallen naturgemäß in der unmittelbaren Umgebung der Ausbruchspunkte herab, und auch die kristallinen Bestandteile der Aschen und Sande werden, wenn sie nicht durch viel anhängendes Glas leichter wurden, in nicht zu großer Entfernung niederfallen. Daß aber die leichten Glasteilchen ohne und mit ausgeschiedenen Kriställchen weithin durch die Luft getragen werden, und zumal bei den oft sehr winzigen Dimensionen derselben eine ungeheure Ausbreitung erfahren können, das haben die Eruptionen auf Island im Winter 1874 und auf Krakatau im Jahre 1883 dargetan und das ergibt sich aus der überraschenden Menge solcher vulkanischer Glaspartikel in den Tiefseesedimenten.

Werden diese losen Auswurfsmassen direkt unter Wasser abgelagert oder später durch irgend welche Vorgänge verfestigt, so entstehen Eruptivtuffe, die sich dann nach dem jeweils herrschenden Material in Kristalltuffe, Lapillituffe und dichte Tuffe oder Aschentuffe einteilen ließen. — Die aktuellen Verhältnisse bei den jetzt sich bildenden Tiefseesedimenten lassen vermuten, daß auch in früheren Perioden den normalen Sedimenten eruptives Material, und zwar ganz vorwiegend glasige Aschenpartikel und winzigste Gesteinsstückchen in wechselnden Mengen beigemischt wurden, ja daß es Sedimente geben werde, welche vorwiegend oder gänzlich aus derartigem Material bestehen. In der Tat sind solche, aus winzigsten, ascheähnlichen Lapilli bestehende Sedimente vulkanischer Abstammung in den älteren und jüngeren Formationen mancher Lokalitäten recht verbreitet. Ihre Bestimmung bietet keinerlei Schwierigkeiten; die auch in den kleinsten Lapilli ausgeschiedenen kristallinen Gemengteile und die Struktur lassen sich selbst bei weitgehender Metamorphose derselben unschwer erkennen. — Anders ist das bei den aus amorphen Aschenteilchen ursprünglich aufgebauten Ablagerungen. Die vielfach konstatierte leichte Veränderlichkeit solcher amorphen Massen in kristalline Aggregate verwischt den Glascharakter vollständig. Zur Erkennung des ursprünglichen Bestandes ist man alsdann ausschließlich auf die Form der Partikelchen angewiesen. Diese ist verhältnismäßig selten rundlich, öfter eiförmig, sehr häufig zylindrisch und fadenförmig. Es verdient besondere Erwähnung, daß in den von Diller, Merrill und Prinz ihren oben zitierten Arbeiten beigegebenen Abbildungen jene Formen nicht eben spärlich vorkommen, welche im Dünnschliff konkav-bogenförmige Durchschnitte geben müssen,

wie wir sie S. 874 bei gewissen Porphyroiden kennen lernten. Diese Gestalten sind auch in der Island-Asche häufig, welche im Winter 1874 auf 1875 in Norwegen gesammelt wurde, treten dagegen nicht gerade reichlich in den mir zu Gebote stehenden Krakatau-Aschen auf.

Die Aschen des Mont Pelée von der Nacht vom 3./4. Mai 1902, welche MICHEL-LÉVY (C. R. CXXXIV. 1223) beschrieb, waren ebenso, wie die von A. LACROIX vom Ausbruch des 6. August 1851 und die von demselben Forscher untersuchten Aschen desselben Vulkans, die am 2. und 3. Mai 1902 gesammelt waren, hypersthenandesitisch. Die letztgenannten bestanden aus Glaspartikeln, aus Kristallen und Fragmenten von Hypersthen, Plagioklas und Magnetit mit etwas Augit und Hornblende. Die Plagioklase waren tafelförmig nach M in zwei Typen. Bei dem einen Typus herrschen die Flächen von P, x oder y mit sehr kleinem T und l, bei dem andern waren die Flächen P, x, T, l im Gleichgewicht. Das Albitgesetz war bei beiden Typen, das Karlsbader Gesetz nur beim zweiten entwickelt. Im Zentrum der Plagioklase war auf M die Auslöschungsschiefe $a : a = -20^0$, oft noch mit einem Kern mit $a : a = -25^0$. Die randlichen Teile zeigten $a : a = -14^0$, oft noch mit einer dünnen Schale, wo $a : a = -6^0$ gefunden wurde. Die Glaspartikel waren kompakt, nicht bimssteinartig.

J. SMITH FLETT (Q. J. G. S. 1902. LVIII. 368) untersuchte die auf Barbados nach dem letzten Ausbruche von 1902 gefallenen Aschen von St. Vincent, die ebenfalls aus hypersthenandesitischem Material bestehen, aber auffallend arm an Glaspartikeln sich erwiesen. Dem entspricht der auffallend niedrige K_2O-Gehalt, den die Analyse dieser Aschen ergibt.

Nachträge.

Zu S. 56. Thom. L. Watson (Occurrence of Unakite in a new locality in Virginia. Amer. Journ. XXII. 248. 1906) beschreibt unter dem Namen Unakit nach der Unaka Range in der Blue Ridge an der Grenze von Tennessey und Nord-Carolina, womit z. T. quarzarme granitische Gesteine mit sekundärem Pistazit bezeichnet werden, von einem neuen Fundort in Grayson Co., Virginia ein aus herrschendem gelblichgrünem Pistazit, tief rosarotem Feldspat und Quarz ohne jede Spur von Eisen- und Magnesiumsilikaten bestehendes Gestein. — Ein anderes Vorkommen von Unakit im Gebiete von Milam's Gap, Virginia, wird von Phalen für Hypersthen-Åkerit mit sekundärem Epidot erklärt.

Zu S. 76. Nach Austin F. Rogers (Aegirite and Riebeckite rocks from Oklahoma. Journ. of geology. XV. 283. Chicago 1907) bildet ein Alkaligranit mit Mikroperthit, Quarz und einem dem Hastingsit nahe stehenden Amphibol, er hat a braun, b tiefgrünlichblau, c tief bläulichgrün, $c : c = 25^0$ auf (110), ein ausgedehntes Massiv in den Headquarter Mountains an der Westgrenze der Wichita Range, Oklahoma. Das Massiv wird von zahlreichen Gängen von Riebeckitaplit mit akzessorischem Ägirin durchsetzt, deren Feldspate dem Ortkoklas und Albit angehören. Die Farbe der Aplitgänge ist grünlichgrau bis rötlichgrau. In einem 16 cm mächtigen Pegmatitgang in der Main Street der Stadt Granite erreicht der Riebeckit bis 3 cm Länge bei 0,5 cm Dicke.

H. Hubert (Sur un massif de granite alcalin au Dahomey. C. R. 1907. CXLV. 764) beschreibt kurz ein Massiv von Riebeckitgranit in der Bergkette von Fita, Bezirk Savalou in Nieder-Dahomé etwa 200 km von der Küste.

L. Gentil et Freydenberg (Contributions à l'étude des roches alcalines du Centre Africain. C. R. CXLVI. 352. 1908) teilen Analysen des Riebeckitgranits und des Comendits von Hadjar el Khemis in Zentralafrika mit und beschreiben aus dem Gebiete von Sokoro Kuppen von Umptekit mit grünen, blaugefleckten Amphibolen, die sich bis zu 200 m aus der jungen alluvialen, oft mit äolischen Sanden bedeckten Ebene erheben. Sie enthalten neben Amphibol gelegentlich auch Diallag, Biotit, selten Muskovit

und ziemlich oft etwas Quarz. Die Feldspate sind Orthoklas, oft durchwachsen mit Albit.

Zu S. 95. Oskar Züst (Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez im Unter-Engadin. Zürich 1905) beobachtete an dem stark dynamisch veränderten Granitit von Ardez eine quarzkeratophyrische Randfacies mit granophyrischer Struktur am rechten Inn-Ufer, südwestlich von Ardez, syenitische Randfacies dagegen bei der Alp Laret, NNW. von Ardez.

Zu S. 144. Friedr. Weber (Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung, östliches Aarmassiv, und seine Ganggefolgschaft. Bern. 1904. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge. Lieferung XIV) widmete der etwa 13 km langen, im Maximum 1 km breiten, schwach S-förmig gekrümmten Linse von Hornblende-Syenit in den Graniten und Gneißen auf der Wasserscheide von Reuß und Rhein im Gebiet des Piz Giuf eine eingehende Studie. In dem Haupttypus des Gesteins bilden einsprenglingsartig hervortretende weiße Tafeln von Mikroklinperthit, selten von Orthoklas, in Karlsbader Zwillingen etwa die Hälfte des Gesteinsvolums. Die Tafeln zeigen Begrenzung durch P, M, y, l, z, bisweilen mit n und o, und schaligen Aufbau, der durch diskontinuierliche Albitschichten zwischen den Mikroklinschalen besonders deutlich wird. Außerdem bildet der Albit auch wenig regelmäßige Lagen im Mikroklin und hüllt ihn in kontinuierlichen Mänteln von wechselnder Dicke und ohne äußere kristallographische Begrenzung ein. Diese Schale, die z. T. auch durch sauren und basischen Oligoklas vertreten ist, wird myrmekitisch von Quarz durchwachsen. Fast immer ist diese äußere Schale reiner Albit, wenn darin auch Zoisit oder Pistazit auftritt, ganz ebenso wie das Fr. Becke in der granitischen Randzone des Tonalits der Rieserferner beobachtete. Die dichtere Gesteinsmasse besteht aus Mikroklin, Orthoklas und Oligoklasalbit, seltener mit basischem Plagioklas, wenig Quarz, grüner Hornblende, deren Farbe randlich und um Einschlüsse herum oft auffallend blasser wird und aus Biotit von bald grüner, bald grünlichbrauner, bald rotbrauner Farbe, die selbst an einem und demselben Individuum wechseln kann, aber im allgemeinen doch innerhalb gewisser Gesteinsareale konstant bleibt. Der grüne Glimmer ist oft mit der Hornblende gesetzmäßig verwachsen, so daß die Basis des Glimmers mit einer Prismenfläche der Hornblende zusammenfällt. Die relativen Mengen der beiden verwachsenen Mineralien wechseln in allen möglichen Verhältnissen, so daß der Autor darin eine Druckpseudomorphose von Biotit nach Hornblende sieht. Der rote Biotit verwächst nicht mit der Hornblende. — Einen konstanten Übergemengteil bildet der Orthit, der auch hier gern von einem Pistazitmantel eingehüllt ist. Interessant ist die Beobachtung, daß die pleochroitischen Höfe um Einschlüsse von Orthit in der Hornblende und im Biotit nur

dort erscheinen, wo der Orthit keine Pistazithülle trägt. Die Struktur ist hypidiomorphkörnig und porphyrartig in Verbindung mit Parallelstruktur, die aber nicht als Druckschieferung aufgefaßt wird. Verf. sagt von ihr: »Primäre Parallelstruktur, Protoklase und Kataklase haben im übergreifenden Zusammenwirken die gegenwärtige Texturform des Gesteins geschaffen«.

Neben dem porphyrartigen Haupttypus kommt am Südrande der Linse, wo ihre Mächtigkeit die größte ist, zwischen dem Giuffirn und dem kleinen Mutsch eine 3 km lange, bis 200 m breite saurere, feinkörnigere und deutlich parallelstruierte Randfacies mit unverkennbaren Kataklasphänomenen, an der Nordgrenze eine porphyrartige, gröberkörnige, basischere, an braunem Biotit, Hornblende und Plagioklas reichere, fast quarzfreie Randfacies mit ziemlich reichlichen, flachlinsenförmigen älteren Ausscheidungen vor. — Als strukturelle Facies des porphyrartigen Syenits werden ein granitisch grobkörniger, für das unbewaffnete Auge quarzfreier Typus in der Mitte der Syenitlinse am kleinen Mutsch und granitisch kleinkörnige, an dunklen Gemengteilen reiche Abarten von mehr dioritischem Charakter an der Rienthallücke beschrieben. — Von der normalen richtungslosen Struktur führen zahlreiche und mannigfache Erscheinungen der Streckung und der Kataklase zu Syenitgneißen und Syenitschiefern hauptsächlich an den Rändern und in den wenig mächtigen Endstrecken der Linse hinüber.

Interessant sind die Mitteilungen über die besonders in der Hornblende und im Biotit der älteren basischen Ausscheidungen häufigen und deutlichen pleochroitischen Höfe um eingeschlossene Orthite. Sie finden sich nur dort, wo der Pistazitmantel um Orthit fehlt oder doch nur sehr dünn (0.005 mm) ist. Von der Gestalt des Orthits hängt die Form des Hofes, aber nicht seine Breite ab. Diese bleibt dieselbe und wird durch den Erhaltungszustand des Orthits und seine Größe bedingt. Je frischer der Orthit, desto geringer ist die Breite des pleochroitischen Hofes, desto geringer auch meistens seine Farbenintensität und das Steigen der Doppelbrechung im Wirte innerhalb des Hofes, die in der Hornblende um $^1/_4$ im Biotit sogar um $^1/_3$ zunehmen kann. Die Intensität des Pleochroismus im Hofe ist allein von den Absorptionsverhältnissen des Wirtes, nicht des Orthites abhängig. In der Hornblende ist die Färbung des Hofes für Schwingungen parallel c dunkelbraun, dazu senkrecht hellgelblichbraun, im braunen Biotit für Schwingungen senkrecht zur Spaltbarkeit lichtstrohgelb, für solche parallel der Spaltung fast schwarz. Im Biotit erscheint oft ein doppelter Hof. Um stark pleochroitische und stark doppelbrechende Orthite hat der pleochroitische Hof nur $^1/_{75}$ bis $^1/_{80}$ der Breite des Orthits; mit der Abnahme des Pleochroismus und der Doppelbrechung im Orthit wächst der Durchmesser des ihn umgebenden pleochroitischen Hofes stetig und erreicht im fast farblos und isotrop ge-

wordenen Orthit das Achtfache von deren Durchmesser. In der Diskussion über den Ursprung dieser Höfe laufen dem Verf. mehrere Irrtümer unter. E. COHEN bestätigte nur den Zusammenhang dieser Höfe mit flüchtigen organischen Substanzen, der bereits vor ihm nachgewiesen war und ebenso irrt er, wenn er das Vorkommen derselben um Apatit-Einschlüsse bestreitet.

Zu S. 145. Nicht ganz sicher ist die systematische Stellung der von O. STUTZER (Geologie und Genesis der lappländischen Eisenerzlagerstätten. N. J. B. B. XXIV. 550. 1907) unter dem Namen Natronsyenit beschriebenen, vielfach in Syenitporphyre übergehenden, syenitischen Gesteine von Kirunavaara in Schwedisch-Lappmarken, mit denen die apatitreichen Eisenerze des Gebietes genetisch in Zusammenhang stehen sollen. Sie bauen sich aus herrschendem Mikroklin und Mikroperthit nebst Orthoklas, Magnetit, Titanit in Briefkuvertform, und spärlicher grüner Hornblende auf, die nach H. BÄCKSTRÖM vielleicht sekundär aus Pyroxen hervorging. Nach der Analyse (CaO 3.42, Na_2O 6.13, K_2O 3.17) möchte man auf einen etwas anderen Feldspatgehalt schließen. Die Syenitporphyre treten in mehreren Abarten auf, die aber alle durch hohen Na_2O-Gehalt charakterisiert sind und dementsprechend schon von BÄCKSTRÖM als Natronsyenitporphyre oder Keratophyre bezeichnet werden. Auch sie sind magnetitreich und führen uralitische Hornblende; ihre Einsprenglinge sind Mikroperthit. Wo der Magnetit sich anhäuft, erscheint auch grüner und gelber Glimmer in oft großer Menge. Der Apatit dieser Gesteine ist nach STUTZER's Angabe zweiachsig. STUTZER hält die Gesteine für Gänge und auch die Eisenerze für magmatische Gangbildungen.

Zu S. 153. L. V. PIRSSON and H. S. WASHINGTON (Contributions to the geology of New Hampshire. Nr. II. Petrography of the Belknap Mountains. Amer. Journ. XXII. 439 und 493. 1906) beschreiben im Anschluß an ihre, oben auf S. 153 mitgeteilten Untersuchungen vom Westabhang des Belknap Mountain einen aus Orthoklas, Albit, Quarz mit etwas braunem Biotit und grüner Hornblende nebst akzessorischem Orthit bestehenden Alkali-Aplit und einen Quarzsyenitporphyr von Mt. Gunstock. — Die aplitische Randzone des Pulaskits vom Belknap Mountain hat die Zusammensetzung eines Quarzmonzonitaplits. Die Hauptmasse desselben Berges bildet ein aus Orthoklas mit mikroperthitisch eingewachsenem Anorthoklas, und bisweilen Oligoklas-Andesin (Ab_2An_1), bräunlich olivgrünem Amphibol, etwas Biotit und wenig Quarz bestehender Umptekit. In der Breccie am Westfuß von Locke's Hill finden sich neben Fragmenten von Gneiß, Schiefer und Essexit auch solche eines dichten lamprophyrischen Gesteins von kersantitischer Zusammensetzung, das auch anstehend in einem 6 Fuß mächtigen Gange auf dem Gipfel von Mount Belknap aufgefunden wurde. — Camptonit-Gänge sind häufig an diesem

Berge; ihr Feldspat ist Labradorit. In einem dieser Gänge von 20 Fuß Mächtigkeit am Locke's Hill ist der Amphibol in ein Gemenge von Chlorit, Calcit und Titanit umgewandelt, was mit dem Ti-Reichtum des camptonitischen Amphibols gut stimmt.

Zu S. 162. Wald. Lindgrén and Fred. Leslie Ransome (Geology and gold deposits of the Cripple Creek District, Colorado. U. S. geol. Survey, Professional Paper No. 54, Washington 1906). In diesem Werke beschreibt L. C. Graton vom Iron Mountain in der NW.-Ecke des Cripple Creek District ein nicht unbeträchtliches Massiv von Olivinsyenit in Berührung mit dem wahrscheinlich älteren Alkaligranit des Pikes Peak. Das ziemlich grobkörnige Gestein hat dunkelbraune oder rötlichbraune Farbe und besteht wesentlich aus einem Aggregat von Mikroperthit in Karlsbader Zwillingen mit kleineren Mengen eines schwarzen Pyroxenminerals, das wegen seiner deutlichen pinakoidalen Spaltbarkeit Diallag genannt wird und aus hyalosideritischem Olivin mit optisch negativem Charakter, denen sich mikroskopisch ein kleiner Gehalt an Quarz, reichlicher Apatit und Eisenerz und sehr wenig Zirkon zugesellen. Der Olivin zeigt Umwandlung in Serpentin und in dunklen Glimmer. Im südlichen Teil des Massivs finden sich Ausbildungsformen von feinerem Korn, höherem Gehalt an Feldspat, der auch einsprenglingsartig hervortritt, und von Quarz, während der Olivin stark zurücktritt oder auch ganz verschwindet. Dagegen entwickelt sich aus diesem Olivinsyenit im Kontakt mit dem Pikes Peak Granit im Norden eine feinkörnige bis dichte Facies von Olivingabbro. Verf. vergleicht dieses, in seiner systematischen Stellung noch recht unsichere Gestein mit gewissen Syeniten aus Wisconsin, die Sam. Weidmann beschrieb und mit dem Perthitophyr von Chrustschoff's. Unfern der Grenze gegen den Granit setzt ein Anorthositgang in dem Olivinsyenit auf.

Zu S. 170. Durch Herrn Professor Högbom's Güte lernte ich einen Monzonit auch aus dem Eruptivgebiete von Ragunda vom Prestberget kennen, wo er in Gesellschaft von Alkaligraniten und Alkalisyeniten erscheint. Labradorit, Orthoklas, etwas Quarz, bräunlichgrüne Hornblende, die aus Diopsid hervorging, der noch Kerne in ihr bildet, etwas Biotit, Magnetit und Apatit in hypidiomorphkörniger Struktur bauen das Gestein auf.

Zu S. 172. William H. Emmons (Geology of the Haystack Stock, Cowles, Park Co., Montana. Journ. of geology XVI. 193. Chicago 1908) beschreibt aus den cambrischen Schichten des Haystack Gebietes unfern der Poststation Cowles in Park Co., Montana, intrusive Massen von andesitischen Daciten mit Einsprenglingen von Andesin, bisweilen sehr reichlichem Orthoklas, grüner Hornblende und Quarz, welche älter sind als das abyssische Stockgestein von sehr mannigfacher Zusammensetzung, so daß darin Granodiorit, Granodioritporphyrit, quarzführender Diorit, quarzführender Ortho-

klasgabbro und Olivingabbro, der auch noch Orthoklas enthält, als wichtigste Ausbildungsformen unterschieden werden. In der dunkelfarbigen, feinkörnigen und basischen Randfacies mit wenig hervortretenden Feldspat- und Biotitindividuen halten sich die salischen und femischen Gemengteile etwa das Gleichgewicht. Mit der Entfernung von der Gesteinsgrenze nach innen wird die Farbe rasch heller und das Korn gröber und Übergänge zwischen den verschiedenen Ausbildungsformen sind allverbreitet. Die konstituierenden Gemengteile sind in der Reihenfolge ihrer abnehmenden Häufigkeit: Kalknatronfeldspat 40%—50%, in den dioritischen Typen Andesin oder Oligoklas, in den gabbroiden Labradorit, Orthoklas in allen Typen und oft in beträchtlicher Menge, 12%—18%, Quarz (2%—20%) allotriomorph und in granophyrischer Verwachsung mit Orthoklas, fehlt jedoch den olivinreichen Typen z. T. vollständig. Pyroxene (Diopsid und Hypersthen) sind die verbreitetsten femischen Gemengteile, aber nicht in jeder Gesteinsform vorhanden, Biotit allverbreitet, Hornblende grün und meistens fasrig, fehlt oft, wird aber herrschend in den dioritischen Typen, Titanmagnetit allverbreitet, Olivin auf die basischen Facies beschränkt, Apatit allverbreitet. Der chemische Charakter der Gesteine ist durchaus monzonitisch, bezw. essexitisch und Verf. hebt die Verwandtschaft mit den Gesteinen des Crandall Basin im Yellowstone National Park und des Mount Ascutney in Vermont gebührend hervor.

Zu S. 215. A. Lacroix (Sur l'existence du fluorure de sodium cristallisé comme élément des syénites néphéliniques des îles de Los. C. R. 1908. CXLVI. 213) fand in den aus Mikroklin, der nur die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz zeigt, Albit, Nephelin, bisweilen mit blauem Sodalith, wenig Ägirin, Arfvedsonit und Astrophyllit, oft mit akzessorischem Fluorit bestehenden pegmatitischen Schlieren der Foyaite von Ruma (Los-Inseln an der Küste von Guinea) bis faustgroße Massen von Analcim, die oft einen Kern von Nephelin besitzen. Lacroix möchte diesen Analcim wenigstens z. T. als primären Gemengteil ansehen, zumal derselbe in den Drusen auch mit Nadeln der farbigen Gemengteile besetzt ist. Ich vermag diesen Umständen keine Beweiskraft zuzugestehen. — In einem grauen, sehr feinkörnigen Foyait von Ruma beobachtete Lacroix einen hellkarminroten Gemengteil, der zunächst für Eudialyt gehalten wurde. Derselbe Gemengteil wurde in einem gröberkörnigen Foyait in bis 3 mm großen Individuen wiedergefunden und zeigte hier die dunkelviolette Farbe gewisser Erythrine von Schneeberg. Das Mineral gehört keiner bekannten Species an, ist pseudoregulär und wahrscheinlich quadratisch und zeigt drei zueinander senkrechte Spaltungen, deren eine nach (001) sehr vollkommen ist. Spaltflächen nach dieser sind schön karminrot durchsichtig, isotrop, ohne Pleochroismus und geben im konvergent-

polarisierten Lichte kein Interferenzbild. Spaltblättchen nach den beiden andern Flächen (100) sind stark pleochroitisch mit ω karminrot, ε goldgelb. Die Doppelbrechung dieser Blättchen ist sehr schwach, scheint aber negativ zu sein. Durch Totalreflexion wurde der Brechungsexponent zu 1.328 bestimmt, also niedriger als der des Wassers. Das Mineral ist spröde, wird von Calcit geritzt und hat spez. Gew. = 2.79. Das Mineral wird im Röhrchen erhitzt bei beginnender Rotglut farblos, schmilzt bei heller Rotglut plötzlich zu einer farblosen durchsichtigen, leicht beweglichen Flüssigkeit und wird bei der Abkühlung weiß und opak, löst sich im Wasser, zumal in der Wärme und scheidet sich daraus bei Abkühlung in isotropen Würfeln oder Oktaëdern wieder aus. Nach einer qualitativen Analyse besteht dieses neue Mineral, welches von Lacroix den Namen Villiaumit empfing, wesentlich aus Fluornatrium. Das reguläre Natriumfluorid hat sp. G. = 2.76 und n = 1.327 bei Kristallisation aus Schmelzfluß. Der Villiaumit füllt die Interstitien zwischen den Feldspaten des Foyaits, wird oft von Arfvedsonit und Låvenit begleitet und dürfte wohl der pneumatolytischen Periode der Gesteinsbildung angehören.

Zu S. 222. Nach Sam. Weidmann (The geology of North Central Wisconsin. Wisconsin geol. and nat. History Survey. Bull. No. XVI. Madison 1907) findet sich im nördlichen mittleren Wisconsin eine weit verbreitete Gruppe von Intrusivgesteinen, welche die untere Abteilung (schwarze Schiefer, Grauwacken und Staurolithschiefer) des Präcambrium durchbrochen haben und von der oberen Abteilung (Konglomerate und Quarzite), deren Hangendes der Potsdam Sandstein bildet, überlagert werden. Die ältesten Intrusionen werden als massige und schiefrige Rhyolithe bezeichnet und entsprechen z. T. den Quarzporphyriten, z. T. den Quarzkeratophyren mit bald mikrogranitischer, bald granophyrischer, bald granitporphyrischer Struktur, entbehren z. T. auch des Quarzgehaltes und haben dann andesitischen Charakter. — Jünger als diese Rhyolithe sind die zahlreichen Vorkommnisse, welche als Diorit-Gabbro-Reihe zusammengefaßt werden. In der jüngsten Gruppe der Intrusivgesteine dieses Gebietes, die als Granit-Syenit-Reihe zusammengefaßt werden, spielen Granite, Quarzsyenite und Elaeolithsyenite die Hauptrolle. Die mannigfaltig entwickelten Glieder dieser Reihe durchbrechen einander in wechselnder Folge. Die z. T. glimmerarmen bis -freien Granittypen mit reichlichem Quarz haben Anorthoklas und Mikroperthit, andere hellen und dunkeln Glimmer führende Typen und solche, die Biotit und einen Amphibol als femischen Gemengteil besitzen, enthalten Orthoklas und Mikroklin. — Als Quarzsyenite bezeichnet Weidman mittelkörnige Gesteine mit herrschendem Mikroperthit, wenig Orthoklas, Albit und Mikroklin, mit einem braunen, eisen- und alkali-, zumal kalireichen Amphibol, der von einem hellgraugrünen, idiomorphen, nach (110)

und (100) spaltenden Pyroxen mit $c : c = 45^0$ begleitet wird, den man chemisch als einen sesquioxydreichen Hedenbergit charakterisieren kann, und mit Fayalit. Pyroxen und Amphibol sind gern in kristallographisch paralleler Stellung verwachsen und mit dem Fayalit in Häufchen zusammengedrängt. Apatit, Magnetit und Zirkon sind die Nebengemengteile, Fluorit ein nicht seltener Übergemengteil. — Die Elaeolithsyenite treten in enger Verknüpfung mit und z. T. übergehend in Alkalisyenite, Quarzsyenite und Granite auf, verhalten sich aber intrusiv gegen die Gabbro-Dioritreihe. Sie erscheinen in zwei Haupttypen, deren einer durch Ägirin als herrschenden farbigen Gemengteil charakterisiert ist, während der andere durch denselben Hedenbergit und Fayalit, wie die Quarzsyenite, gekennzeichnet wird. Vermittelnde Zwischenglieder zwischen diesen beiden Typen sind vorhanden. Das Hauptverbreitungsgebiet der Elaeolithsyenite liegt NW. von Wausau. Der graue, mittelkörnige bis fein- und grobkörnige Hedenbergit-Fayalit-Foyait (er wird als Marathon-Typus nach dem County Marathon genannt) besteht aus herrschendem tafelförmigem Anorthoklas ohne erkennbare Zwillingslamellierung mit Nephelin und wenig Sodalith, mit sesquioxydreichem Hedenbergit, dem hier aber die pinakoidale Spaltbarkeit fehlt und etwa ebenso viel Amphibol mit Pleochroismus zwischen gelblichgrün, grün und bräunlichgrün, der merkwürdigerweise Barkevikit genannt wird nebst braunem Biotit, Fayalit und Magnetit. — Der graufarbige, fein- bis mittelkörnige Ägirin-Sodalith-Foyait besteht vorherrschend aus Tafeln von Anorthoklas und Mikroperthit nebst untergeordnetem Mikroklin, Orthoklas und Albit, reichlichem roten Elaeolith, Sodalith, Ägirin und daneben nicht eben spärlich Arfvedsonit, Biotit und Magnetit, etwas Cancrinit, Fluorit, Apatit und Zirkon. — An zwei Stellen findet sich in enger Verbindung mit dem Foyait ein Mica-Syenite mit 40%—50% dunklen Gemengteilen, der sich aus Anorthoklas, Albit, Lepidomelan, Hedenbergit, Fayalit und Magnetit aufbaut.

Als Gänge und Schlieren in den Alkalisyeniten und als Kontaktfacies gegen die älteren durchbrochenen Gesteine erscheinen quarzhaltige und quarzfreie, auch elaeolithführende Pegmatite. Aus diesen werden Mikroperthit, Krokydolith, Riebeckit und ein Percivalit genannter, langprismatischer, gelblichgrüner Pyroxen mit kleiner, wahrscheinlich 7°—8° betragender Auslöschungsschiefe, deren Charakter nicht angegeben wird und der noch genauerer Untersuchung bedarf, beschrieben. Die chemische Zusammensetzung dieses, oft mit Akmit und Riebeckit verwachsenen Percivalits ist jadeitähnlich ($SiO_2 = 49.77$, TiO_2 Sp., ZrO_2 Sp., Al_2O_3 28.78, Fe_2O_3 2.99, FeO 0.12, MnO 0.69, MgO 0.11, CaO 0.33, Na_2O 15.71, K_2O 0.84, H_2O 0.90, P_2O_5 Sp., S 0.024, hygrosk. Wasser 0.08, Sa. 100.344). — In schmalen pegmatitischen Adern und Linsen

der Quarzsyenite von Wausau, die aus Quarz, Feldspat, Biotit und Amphibol bestehen, kommt Calcit in bis 4 cm großen Kristallen vor, die mit den Pegmatitgemengteilen durchwachsen sind. Der Calcit ist bald weiß und enthält dann 1.01 FeO und 1.72 MnO, bald schieferfarbig und dann frei von FeO, aber mit 2.70% MnO. Diese Kristalle sind oft in ein Gemenge von Limonit und Pyrolusit umgewandelt. In den pegmatitischen Gängen finden sich ferner Lepidomelan, Irvingit (Lithionglimmer), Graphit und ein Mineral der Pyrochlorgruppe, das Marignacit genannt wird. Aus Quarzpegmatiten wird Zirkon mit einem bis zu 7.80% steigenden Gehalt an Al_2O_3, 4.47% Fe_2O_3 und 1.70% H_2O, das erst bei Rotglut entweicht, angegeben.

Zu S. 226. L. V. Pirsson and H. S. Washington (Contributions to the geology of New Hampshire. No. III. On Red Hill, Moultenboro. Amer. Journ. XXIII, 257 und 433. 1907) stellten bei eingehender Untersuchung fest, daß das bald als Umptekit, bald als Elaeolithsyenit beschriebene Gestein von Moultenboro den größten Reichtum an Elaeolith in seinen zentralen Teilen aufweist. Nach außen hin wird die Menge des Elaeoliths kleiner und dieses Mineral verschwindet vollständig in der feinkörnigen Randfacies gegen den Gneiß, wo dann Quarz an seine Stelle tritt. Neben dem Amphibol findet sich auch untergeordnet Ägirin, Ägirinaugit, Diopsid und spärlich Biotit. Als Übergemengteil wurde Wöhlerit nachgewiesen. Der Gneiß wird in der Nähe der Grenze von in Aplite übergehenden pegmatitischen und von lamprophyrischen Gängen durchzogen, die angenähert senkrecht zur Gesteinsgrenze streichen. Schön miarolitische Aplitgänge aus Mikroperthit und Quarz mit etwas Oligoklas und kleinen Biotitblättchen und gangförmiger Paisanit treten im Elaeolithsyenit auf, während Elaeolithporphyr nur spärlich in Blöcken aufgefunden wurde. Diese führen zahlreiche Einsprenglinge von dünntafelförmigem Mikroperthit und wenige Körnchen von dunklen Mineralien in trachytoider Grundmasse aus Orthoklas und Albit, deren Interstitien von Nephelin und Sodalith erfüllt werden. Die farbigen Gemengteile sind Ägirinaugit, oft mit büschelförmigen Ansätzen von Rosenbuschit und grüner Lepidomelan.

Zu S. 242. James Shand (Über Borolanit und die Gesteine des Cnocna-Sroine-Massivs in Nord-Schottland. N. J. B. B. XXII. 413. 1906) gibt kurze Beschreibungen des Pulaskits und Elaeolithsyenits des genannten Gebietes, die in den wesentlichen Punkten mit den Angaben dieses Buches übereinstimmen. Abweichend ist die Angabe von Pargasit als Gemengteil des Alkalisyenits im Steinbruch hinter dem Wirtshaus in Aultnacallagach. — In den eigentlichen melanitreichen Borolaniten ist Biotit der herrschende dunkle Gemengteil und der Pyroxen fehlt ganz in den Borolaniten der Umgegend von Aultnacallagach, die den Normaltypus darstellen. Die wurm- und spindelartigen Gebilde im Orthoklas, welche auf S. 242

dieses Buches erwähnt werden, deutet Verf. als Sodalith und als pinitische Pseudomorphosen nach Sodalith. Die Doppelbrechung des Sodaliths erklärt er durch dünne Häutchen von Feldspat über demselben. Er fand den Brechungsexponenten niedriger als den des Orthoklas, ich fand ihn ebenso wie die Doppelbrechung höher als die des Orthoklas. Wenn alle Beobachtungen richtig sind, so hätte ich die ursprüngliche Substanz nicht gesehen, sondern nur ihr Umwandlungsprodukt Pinit. Die Pseudoleucite fand Verf. aus einem Aggregat von Feldspatkörnern und Spreustein ohne gesetzmäßige Anordnung mit meistens reichlicher Beimengung von sekundärem Muscovit und gelegentlichem Granat, Biotit und Fluorit zusammengesetzt. Der Borolanit von Aultnacallagach besteht fast nur aus Orthoklas und Melanit nebst Biotit, Titanit und wenig Apatit. — Als Nephelinborolanite werden die aus Orthoklas, Melanit, Elaeolith und Pseudomorphosen von Liebenerit nach Elaeolith bestehenden Gänge im Torridon-Sandstein des Distriktes Coigach, Rossshire bezeichnet. — Als Augitsodalithsyenit wird ein feinkörniges Gestein aus der Ortschaft Ledmore beschrieben, das wesentlich aus Orthoklas und Ägirinaugit nebst Biotit, reichlichem Titanit, Magnetit, Apatit und sehr seltenem Fluorit besteht und dessen Orthoklas dieselbe Durchwachsung mit wurm- und spindelförmigem Sodalith zeigt, während auch sicher bestimmbare Einzelindividuen im Gestein auftreten. — Ägirinsyenit wird von einem Punkte 1.25 miles östlich von Loyne angeführt. — Der Ägirinfelsit von Cnoc-na-Droighin, Ichnadampf, dürfte ein Ägirinaplit sein. — Sehr frische Pyroxenite bestehen aus erbsengrünen Augitindividuen, reichlichem Melanit in Rhombendodekaedern und unregelmäßigen, bisweilen aderförmig zwischen den andern Gemengteilen verlaufenden Massen, viel Biotit in Kristallen und Schüppchen, Magnetit, Apatit und Pyrit. Hie und da finden sich trübe Massen von Muscovit und Epidot, wohl als spärliche Umwandlungsprodukte von Feldspat zwischen den andern Gemengteilen eingeklemmt.

Zu S. 293. Emil Lehmann (Petrographische Untersuchungen an Eruptivgesteinen von der Insel Neupommern unter besonderer Berücksichtigung der eutektischen Verhältnisse pyroxen-andesitischer Magmen. T. M. P. M. 1908. XXVII. Heft 3) beschreibt von dem Baining Gebirge auf der Gazelle-Halbinsel, Neupommern, als Monzonit ein in Augitdiorit übergehendes Gestein, welches nach seinem Mineral- und chemischen Bestande nicht zum Monzonit gestellt werden kann, sondern zum hypersthen- und quarzführenden Augitdiorit gehört. Seine nächsten Verwandten sind die Augitdiorite von Richmond in Minnesota und gewisse Typen der Banatite. Für diese Auffassung spricht auch in überzeugendster Weise die Gesteinsassociation des Gebietes.

Zu S. 304. Jos. Barrel (Geology of the Marysville Mining District,

Montana. A study of igneous intrusion and contact metamorphism. U. S. geol. Survey. Professional Paper No. 57. Washington 1907) beschreibt einen Stock von Quarzglimmerdiorit mit akzessorischer Hornblende, der nach seiner chemischen Zusammensetzung zu den an der Grenze gegen die Granite hin stehenden, kalireichen Typen gehört, vielleicht auch den Quarzmonzoniten verwandt ist, und seine deutliche und ausgedehnte Kontaktwirkung auf die durchbrochenen Sedimente (Tonschiefer, dolomitische Mergel, reine und unreine Kalksteine). Die Knotenschieferbildung fehlt hier ganz. Die Hornfelse sind, dem Wechsel der Sedimente entsprechend, gebändert und bestehen aus 1. graubraunen Lagen, die aus Quarz, Feldspat, bis zu 30% grünlichbraunem Biotit und wohl entwickelten Nadeln von blaßgrüner Hornblende bestehen; 2. graulichweißen Lagen, denen der Biotit fehlt, während tremolitischer Amphibol etwa $^1/_3$ des Gesteins bildet; diese enthalten lagenartig angeordnete Linsen, die leicht unter Hinterlassung eines limonitischen Überzuges auswittern; 3. braune Lagen, die vorwiegend aus Granat bestehen und dem Gesamtbetrage nach sehr zurücktreten. Wo die Kalklinsen in 3. erhalten sind, bestehen sie aus etwa 70% Calcit, 20% Zoisit und 10% Epidot. Sprünge und Klüfte in den Hornfelsen sind meistens mit Quarz und etwas Diopsid gefüllt.

Zu S. 344, Zeile 10 von oben. Statt »außen« lies »innen«.

Zu S. 353. L. Duparc et F. Pearce (Sur les roches basiques de la chaîne de Tschissapa. Oural du Nord. C. R. 1907. CXLIV. 1288) beschreiben Tilait und Forellenstein aus dem Gebiete südlich vom Fluß Ilshma im nördlichen Ural.

Zu S. 401. L. V. Pirsson and H. S. Washington (Contributions to the geology of New Hampshire No. 6. Petrography of the Belknag Mountains. Amer. Journ. 1906. XXII. 439 und 493) geben eine eingehende Beschreibung des mittel- bis grobkörnigen, grauen bis schwarzen Essexits, welcher am unteren westlichen Gehänge von Locke's Hill in den Belknap Mtns., N. H. herrscht. Danach besteht dieses Gestein wesentlich aus 1—2 cm großen, schwarzen Hornblendeindividuen, die stark mit 2—3 mm großen Feldspatkörnern poikilitisch durchwachsen sind, die dann auch zusammen mit den übrigen Gemengteilen die Zwischenräume der großen Hornblenden füllen. Die Hornblende ist pleochroitisch mit c umbrabraun, b olivbraun, a blaß bräunlichgelb, hat $c : c = 18^\circ$ etwa, $\gamma - \alpha = 0.020$ und geht über in grüne Hornblende mit $c = b$ olivgrün, a blaß bräunlichgelb. Der kurzstenglige Augit hat $c = b$ blaßrosa, a blaßbräunlichgelb in verschiedener Intensität bis zu farblos mit Stich ins Grün. Er umschließt in paralleler Verwachsung den Amphibol. Der Feldspat wurde als Anorthit mit Labradoritmänteln in kurzen dicken Tafeln und Leisten bestimmt. Interessant ist die Beobachtung, daß der Feldspat innerhalb der Grenz-

region z. T. in Skapolith umgewandelt ist. Akzessorisch sind Biotit, Eisenerze und Titanit.

Zu S. 420. Reginald A. Daly (The Okanagan composite Batholith of the Cascade Mountain System. Bull. Geol. Soc. of America 1906. XVII. 329. Rochette) gibt eine kurze Beschreibung einer intrusiven Masse von Maligniten wechselnder Zusammensetzung und von Elaeolithsyeniten, welche Apophysen in die Malignite entsenden, aber auch durch Übergänge mit ihnen verbunden sind, aus der Cascade Range an der Grenze von Kanada und den Vereinigten Staaten. Die Durchschnittszusammensetzung der gesamten Gesteinsmasse entspricht einer Grenzform von Malignit und Elaeolithsyenit. Als Ausbildungsformen werden unterschieden: Augit-Nephelin-Malignit, Augit-Biotit-Nephelin-Malignit, Augit-Biotit-Melanit-Malignit, Hornblende-Augit-Malignit, Augit-Nephelinsyenit, Hornblende-Nephelinsyenit, Biotit-Melanit-Nephelinsyenit, Augit-Biotit-Nephelinsyenit, porphyrartiger Augitsyenit und porphyrartiger Biotit-Alkalisyenit.

Zu S. 456 und 1333. Geo. S. Corstorphine (The occurrence in Kimberlite of Garnet-Pyroxene nodules, carrying diamonds. Transact. geol. Soc. of South-Africa. X. 65. 1907) beschreibt einen Knauer von sog. Eklogit aus dem yellow ground der Roberts Victor Grube auf der Farm Damplats, Boshof, Orange River Colony, in welchem mehrere Diamanten eingewachsen waren und erklärt die Eklogitknauer für ältere Ausscheidungen aus dem Magma des Blue Ground. Diese Knauer bestehen nach dem Verf. aus Chromdiopsid und Pyrop mit Kelyphitschalen und enthalten bisweilen schuppigen Graphit. Eklogit führt aber keinen Pyrop und die hier beschriebenen Eklogite könnten vielleicht zum Ariégit von Lacroix gehören.

Zu S. 474. James Mackintosh Bell assisted by Colin Fraser (The geology of the Hokitika Sheet, North Westland Quadrangle, with which has been included a small portion of the Upper Wilberforce Valley, in the Waimakariri Quadrangle. New Zealand geol. Survey. Bull. No. 1. New Series. 1906) bezeichnet als Punamu-Formation eine mannigfache Reihe von basischen Intrusivmassen in altpaläozoischen bis vorcambrischen Schichten des nordwestlichen Neu-Seeland, deren wichtigstes Glied ein stark veränderter Dunit ist, neben dem Serpentin, Serpentin-Talkgesteine, Serpentin-Talk-Karbonatgestein, Talkgestein, Talk-Serpentin-Nephritgestein, Serpentin-Tremolitgestein, Muscovit-Serpentin-Gestein und Aktinolithgestein vorkommen. Als metamorphe Kontaktprodukte der Arahura-Schiefer an dem Kontakt mit dem Punamu-Gestein werden Talkschiefer, Serpentinschiefer, Epidot-Amphibolschiefer, Tremolit-Karbonatschiefer, Magnetit-Serpentinschiefer, Pyrit-Serpentin-Karbonatschiefer und Muscovitschiefer angesehen. — Die Gesteine der Punamu-Formation bilden Lager- und Spaltengänge

in den Arahura-Schiefern. Alle Abarten der Punamu-Gesteine werden als durch wässrige Lösungen veränderte Dunite gedeutet, wie sie am frischesten in der Hokitika Gorge anstehen. Am häufigsten ist aber der Dunit in Serpentin mit etwas Aktinolith und Karbonat umgewandelt; durch Aufnahme von Talk, Dolomit, Siderit usw. entstehen andere Typen. Durch Überwuchern des Talkes und Zurücktreten des Serpentins entwickelt sich ein meistens massiger und fast richtungslos-körniger Talkfels. — Wo immer der Nephrit gefunden wird, bildet er rundliche Ausscheidungen im Talkfels oder im Talk-Serpentinfels mit Durchmessern von weniger als einem Zoll bis zu zwei Fuß und mehr, aber in der Regel beträgt der Durchmesser weniger als einen Fuß. Aus diesen Gesteinen wittert er dann aus. Talk-Nephritfels und Serpentin-Nephritfels sind besonders verbreitet im Quellgebiet des Griffin Creek. — Aktinolithfels kommt auch in schmalen Gängen und Adern in Verbindung mit Talkfels vor. — Die Tremolit-Karbonatschiefer gehen stellenweise in dolomitischen Kalkstein über und sind oft reich an Magnetit. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt im Quellgebiet des Clarke's Creek.

G. Steinmann (Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose. Sitzungsber. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Bonn. 13. Jan. 1908) beschäftigt sich ebenso, wie E. Kalowsky (Geologie des Nephrits im südlichen Ligurien. Z. D. G. G. 1906. LVIII. 307) mit dem Vorkommen des Nephrits in den ophiolithischen Gesteinen Liguriens. Beide stellen das Vorkommen des Nephrits als Gang im Serpentin fest und Steinmann fand diese Gänge besonders an solchen Punkten, wo die verschiedenen Spaltungsprodukte der gabbro-peridotitischen Magmen, wie Gabbro, Peridotit, Spilit, Diabas miteinander vergesellschaftet auftreten. Hier setzen dann auch Nephrite gangförmig im Gabbro und zwischen Gabbro und Serpentin auf. Damit gewinnt der Nephrit die Würde eines Ganggesteins aus der Gruppe der Pyroxenite und Hornblendite und die Nephritgänge in Serpentin und Gabbro wären durchaus analog den Gängen von Pyroxeniten und Ariégiten im Gabbro und Lherzolith, wie wir sie aus Südfrankreich u. a. O. kennen. Man vergleiche den Nachtrag zu S. 481.

Zu S. 476. A. P. Young (On a Serpentin rock from the mass of Tarnthaler Köpfe, Tirol. Min. Mag. 1907. XIV. 365) beschäftigt sich mit demselben Gegenstande, wie die Arbeiten von Fr. Becke und E. Weinschenk.

Zu S. 481. A. Lacroix (Les roches basiques accompagnant les Lherzolites et les ophites des Pyrénées. Congrès géologique International. VIII e session. Paris 1900) teilt Ausführlicheres über die bereits früher kurz beschriebenen und von ihm Ariégite genannten Gesteine mit. Danach entsteht in den rostbraunen Lherzolithen der

Pyrenäen oft eine gebänderte Struktur durch lagenartige Anhäufung des smaragdgrünen Chromdiopsides und des schwarzen Picotits. In andern Fällen enthalten diese von wenigen dm bis zu einem m mächtigen Lagen hauptsächlich einen andern Pyroxen, als den der Lherzolithe, oder auch einen schwarzen Amphibol und bisweilen einen blaßrosaroten Granat. Immer sind diese Lagen, die auch in selbständigen Gängen erscheinen, reich an Spinell. Diese in ihrer Gesamtheit die Gruppe der Ariégite bildenden Gesteine werden nach ihrem Mineralbestande eingeteilt in 1. Pyroxen-Ariégite ohne und mit Granat, 2. Pyroxen-Amphibol-Ariégite ohne und mit Granat, 3. Amphibol-Ariégite mit Granat. —

Die Pyroxen-Ariégite bestehen aus graugrünem oder grünem Diopsid und gründurchsichtigem Spinell bei feinem Korn oder aus typischem Diallag und grünem Spinell bei recht grobem Korne. Beide Unterarten führen Bronzit, die feinkörnigen reichlicher als die grobkörnigen, und nur ganz zufällig einmal auch Olivin. Die Hauptvorkommnisse dieser Gruppe liegen in der Umgebung von Prades, im Vallée de Suc, am Étang de Lherz, am Moun Caou usw. Die Struktur ist die der Lherzolithe, normal in der Umgebung von Prades, mit kräftig ausgeprägtem Mörtelcharakter im Tal von Suc und am Weiher von Lherz. Eine sehr schöne Kelyphitstruktur zeigen die Vorkommnisse von Tuc d'Ess und am Moun Caou bei Louvic-Juzon, Basses-Pyrénées. Die Pyroxene sind dann von einem spitzenartigen Gewebe aus farblosem Pyroxen mit Spinelltröpfchen in einem einheitlichen Untergrunde von Anorthit oder Bytownit umrandet. Wenn die Gesteine Granat enthalten, ist auch dieser mit dem kelyphitischen Mantel umgeben. Der Granat wird trotz seiner hellen Farbe ohne weitere Angabe von Gründen Pyrop genannt. Nicht selten enthält der Granat Nadeln eines braundurchsichtigen Minerals mit den Eigenschaften des Rutils, aber mit schiefer Auslöschung, also wohl gestreckt nach einer Pyramidenkante, wie das beim Cassiterit vorkommt. Es ist hervorzuheben, daß Feldspat nur in den stark dynamometamorphen Pyroxen-Ariégiten erscheint.

Die fast nur am Weiher von Lherz und im Tale von Suc vorkommenden Pyroxen-Amphibol-Ariégite haben durchweg sehr starke kataklastische Struktur. Ihr Amphibol häuft sich oft fleckenweise an, bildet auch einsprenglingsartige Kristalle und ist zusammen mit dem Spinell der jüngste Gemengteil. Er gehört zur basaltischen Hornblende und hat c goldgelb, b rötlichgelb, a blaßgelb bis fast farblos. Für die Pyroxene und den Olivin gilt dasselbe, wie in der ersten Untergruppe. Feldspat findet sich nur sehr untergeordnet. Mit dem Eintritt des Granats wächst in diesen Gesteinen der Gehalt an Feldspat und es erscheinen dann sehr mannigfaltige kelyphitische Bildungen.

Am seltensten und nur am Weiher von Lherz wurden die granatführenden Amphibol-Ariégite beobachtet. Es sind schmale Gänge von grobem Korn, in denen zu den schon mit bloßem Auge erkennbaren braunen Amphibolen spärliche Biotitblättchen, rote Granatkörner, Magnetit und Spinell bei mikroskopischer Beobachtung hinzutreten.

Lacroix ließ geschmolzenes Ariégitmaterial nach der Methode von Fouqué und Michel-Lévy kristallisieren und erhielt ohne Schwierigkeit kristalline Massen, die wesentlich aus breiten Bytownittafeln mit zahlreich eingeschlossenen Augitmikrolithen bestanden. Er schließt daraus, daß die Ergußform der Ariégite ein limburgitischer Basalt sei. Diese sind aber doch olivinreich und feldspatarm.

Vom Col d'Eret (Ariège) beschreibt Lacroix einen sehr grobkörnigen Amphibol-Peridotit mit Augit, Biotit und etwas basischem Plagioklas, der abgesehen von der hier braunen Farbe des Amphibols genau mit dem Schriesheimer Gange übereinstimmt. Im unfrischen Zustande wird auch hier der Amphibol grün. — Auch von Argain wird ein solcher Amphibol-Peridotit angeführt.

Ein Hornblende-Gabbro von Port de Saleix (Ariège) zeigt die zuerst von mir beschriebene Umwandlung des Feldspates in Skapolith in hohem Grade und wird von Gängen durchfurcht, die dem Gabbroporphyrit und dem Odinit nahestehen.

Die Lherzolithe von Serrang-en-Santenac, Comères-en-Seix und von Tuc des Comères en Castillon werden von schmalen Adern eines grünlichschwarzen, dichten Ganggesteins durchsetzt, welches aus viel braunem Amphibol, einem fast gänzlich in Skapolith umgewandelten Oligoklas, Ilmenit und gelegentlichem Augit in körnigem Gefüge sich aufbaut und Diorit genannt wird.

Ein vollständig zersetzter Lherzolith bei dem Dörfchen Avezac-Prat, SW. von Lannemezan (Hautes-Pyrenées) wird von höchstens einigen dm breiten Trümern eines Gesteins durchzogen, worin große Kristalle von basaltischer Hornblende und rundliche oder eiförmige Körner von gelbem, fettglänzendem Titanit sich von einer schwarzen Grundmasse abheben, die aus einem allotriomorphkörnigen Gemenge von Apatit in Körnern, Titanit mit sekundärer polysynthetischer Druckzwillingsbildung, reichlichem Ilmenit, grünlichgrauem Augit und stark pleochroitischer brauner Hornblende, bisweilen auch mit sehr kleinen Biotitblättchen besteht. Die allotriomorphkörnige Struktur ist die Folge einer ausgeprägten und intensiven Kataklase, die sich auch darin kundgibt, daß das Gestein unter dem Hammer ganz in eckige Brocken zerfällt. Der Ilmenit spielt bezüglich der Struktur in dieser Grundmasse eine ähnliche Rolle, wie das Ged. Eisen in den Sporadosideriten; er bildet ein Netz, dessen Maschen von den andern Gemengteilen ausgefüllt werden. Dieses Gestein wird Avezakit genannt und

mit den an Apatit und Titanit reichen Augit-Amphibolmassen verglichen, die als älteste Ausscheidungen in manchen Basalten vorkommen.

Zu S. 525. E. Gourdon (Sur un microgranite alcalin recueilli sur la Terre de Graham par l'expédition antarctique du Dr. Charcot. C. R. 1907. CXLIV. 1224) beschreibt einen als loser Block auf der zum Graham's Land gehörigen Insel Wandel aufgefundenen Alkaligranitporphyr. In grünlichgrauer Grundmasse liegen Einsprenglinge von fleckig mit Anorthoklas durchwachsenem Orthoklas und von Quarz mit Anwachsaureolen der zweiten Generation, von grünem Ägirin und Nadeln eines tiefbräunlichgrünen Amphibols. Der letzte hat in der Prismenzone $c : c = 8^0$ im Maximum der Auslöschungsschiefe, optisch negativen Charakter und sehr kleines 2V bei symmetrischer Lage der Ebene der optischen Achsen, starke Dispersion und schwache Doppelbrechung und ist oft von Riebeckit umwachsen. Die Grundmasse besteht bei mikrogranitischer Struktur aus Orthoklas, Albit und Quarz mit zahlreichen Nadeln von Ägirin und Riebeckit.

Zu S. 561. Silvia Hillebrand (Über Porphyrite und diesen entsprechende Gesteine in der Umgebung von Bruneck. T. M. P. M. 1907. XXVI. 469) beobachtete in dem durch zahlreiche Gänge von Porphyrit und Vintlit bekannten Gebiete von Bruneck in Tirol zwischen St. Lorenzen und Kiens eine stockförmige Masse feinkörnigen quarzführenden Glimmerdiorits mit etwas akzessorischem Orthit, deren Plagioklase aus einem Kern von Bytownit mit bis zum Oligoklas aufsteigenden Mänteln bestehen und gangförmige quarzarme Diorite. — Ein schmaler Gang in dem dolomitischen Kalkstein des Burgfelsen von Bruneck im Pustertal erwies sich als ein pseudophitähnlich umgewandelter Porphyrit, dessen Plagioklas durch wirre Aggregate von Muscovit mit Quarzkörnchen ersetzt ist, während die durch ihre Umrisse oft noch erkennbaren Augite und Hornblenden zu einem Gemenge von Klinochlor mit Talk und Magnetit wurden, denen bisweilen in den randlichen Teilen der Hornblende-Pseudomorphosen etwas Titanit beigemengt ist. Die Grundmasse ist zu einem feinkörnigen Gemenge von Muscovit, Talk und Chlorit mit unregelmäßig eingestreutem Quarz geworden. Die relativen Mengen von Glimmer, Klinochlor, Talk, Magnetit und Quarz in diesem gänzlich umgewandelten Porphyrit werden aus einer Analyse desselben zu 35.56%, 34.25%, 14.08%, 1.24% und 14.88% berechnet und die auffallende starke Veränderung dieses Gangs gegenüber der recht guten Erhaltung des Mineralbestandes in allen übrigen Gängen mit dem Auftreten desselben im sehr wasserdurchlässigem dolomitischem Kalkstein erklärt. Die übrigen Gänge setzen im Phyllit, Gneiß und Granit auf. Wo diese mehr oder weniger vorgeschrittene Verwitterung zeigen, bleibt der Kalkgehalt in dem neugebildeten Epidot er-

halten. Zum Schluß wird sehr glücklich dieser verschiedene Verlauf der Umwandlungserscheinungen in Parallele gestellt mit dem Zusammenauftreten von Chlorit- und Talkschiefern einerseits mit epidotführenden Grünschiefern andrerseits im kristallinen Schiefergebirge.

Zu S. 590. Matthäus E. Schuster (Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayrischen Rheinpfalz. München 1907) beschreibt schmale aplitische Gänge in den intrusiven Tholeiiten und Diabasen bei Niederkirchen, Ebernburg u. a. O. und im Cuselit am Gipfel des Potschberges. Es sind z. T. Plagioklas-Aplite mit saurem Oligoklas als herrschendem Feldspat, z. T. Orthoklas-Aplite mit nicht seltener granophyrischer Struktur. Die spärlichen dunklen Gemengteile sind farbloser bis hellgrüner Diopsid und grüne Hornblende, beide in kurzen Stengeln. Eine gegenseitige Beeinflussung der Aplite und der Tholeiite, bezw. Cuselite ist erkennbar und wird eingehend beschrieben.

Zu S. 585, 635 und 671. Friedr. Weber (Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung [östliches Aarmassiv] und seine Ganggefolgschaft. Bern 1904. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge, Lieferung XIV) gibt Biotitaplite und Hornblende-Aplite, letztere in sehr unfrischem Zustande, mit sehr spärlichem Quarz, wenig Titanit und verhältnismäßig reichlichem Orthit aus dem Ganggefolge des Syenits vom Piz Giuf an. Es ist jedoch nicht ganz sicher entschieden, ob diese Syenitaplite echte Gänge oder eine aplitische Randfacies des Syenits bilden. — Ein Luciitgang mit erzdurchstäubtem Amphibol wird aus dem südlich der Syenitlinse des Piuz Giuf gelegenen Granitgebiete angegeben; er ist sehr ähnlich den typischen Odenwälder Gängen. — Ebenso durchfurchen zahlreiche, bis 3 m mächtige Gänge von Spessartit und Kersantit die Syenitlinse und ihre nähere granitische Umgebung. Als Typus der Spessartite wird ein Vorkommen vom Rothen Wichel beschrieben. Darin liefert im auffallenden Lichte schwarze, im durchfallenden lichtbraune Hornblende von oft zonarem Bau, wobei die äußerste Schale und die inneren Wandungen der vielfach als Hohlprisma entwickelten Kristalle (die Achse derselben wird dann von Grundmasse gebildet) fast farblos sind, die Einsprenglinge. Die lichtbraune Hornblende hat auf (110) $c : c = 16^0$, $\gamma - \alpha = 0.018$. Die Spessartitgänge sind denen von Erbach im Odenwald und den Vogesiten von Mittershausen sehr ähnlich. Durch Eintritt von Feldspateinsprenglingen entstehen Zwischenformen nach den Dioritporphyriten hin. Auffallend hoch ist der Kieselsäuregehalt des Spessartites vom Rothen Wichel. — Als Typus der Kersantite wird ein Gang am Giufstöckli mit Einsprenglingen von Andesin und Biotit in normal gebauter Grundmasse aufgestellt. Auffallend ist die Angabe von einem ziemlich reichlichen Gehalt an Titanit, so-

wohl im Kersantit, wie im Spessartit. Nach der Beschreibung scheint er mir hier ebenso, wie an andern Orten, jedenfalls zum großen Teil sekundär. Das Vorkommen von Feldspateinsprenglingen deutet mehr auf dioritporphyritischen Charakter. — Die Granite im Süden und Norden der Syenitzone des Piz Giuf haben dieselbe Ganggefolgschaft und geben dem Verf. Anlaß zu interessanten Mitteilungen über die stofflichen und geologischen Beziehungen der Gesamtheit der Intrusivgesteine des Aarmassivs.

Zu S. 656. Herr Dr. G. Niethammer in Basel bestimmte nach freundlicher brieflicher Mitteilung den Glimmer der Kugelminette von Weißenburg im Elsaß als Anomit.

Zu S. 670. Matthäus E. Schuster (Das dunkle Ganggestein, Wennebergit, im Granit des Wennebergs im Ries. Geognost. Jahreshefte 1905. XVIII. 43. München 1906) sucht darzutun, daß die sog. Wennebergitlava ein trachytisches Gestein sei. Die Arbeit gibt eine gute Übersicht über die auf das Gestein bezügliche Literatur.

Zu S. 680. Wald. Lindgrén and Fred. Leslie Ransome (Geology and gold deposits of the Cripple Creek District, Colorado. U. S. geol. Survey Professional Paper No. 54. Washington 1906). Die jüngsten Gesteine des Cripple Creek District durchsetzen in schmalen Gängen von wenigen Zoll bis zu mehreren Fuß Mächtigkeit alle andern Gesteine. Sie gehören z. T. den feinkörnigen Trachydoleriten, die sich aus Plagioklas (Andesin bis Bytownit), Pyroxen, Olivin, Orthoklas und Analcim in kleinen Mengen, gelegentlich auch etwas Biotit, Hornblende und brauner Glasbasis aufbauen. Eine andere Gruppe dieser Gänge wird von Graton zu den Vogesiten gezählt. Es sind feinkörnige und panidiomorph-körnige Gemenge von Orthoklas, Hornblende, Pyroxen, gelegentlich auch etwas Biotit, meistens mit etwas Analcim, oft mit Olivin und mit spärlichem Plagioklas, der wegen seiner niedrigen Lichtbrechung für Albit gehalten wird. Die Übereinstimmung mit Vogesit ist auch chemisch eine überraschende. Doch hebt Graton schon mit Recht hervor, daß ihr geringerer Gehalt an zweiwertigen und ihr höherer Gehalt an einwertigen Metallen nach den Trachydoleriten hinweist. Der Beschreibung liegen Vorkommnisse von der Portland Grube, Moose Grube u. a. zugrunde. — Eine dritte Gruppe von Gängen wird zu den Monchiquiten gezählt.

Zu S. 693. V. Souza-Brandão (Les Espichellites, une nouvelle famille de roches de filons, au Cap Espichel. Annal. Acad. Polytechn. do Porto 1907. II. Coimbra) nennt Espichellite gewisse den Camptoniten nahestehende Ganggesteine im Jura und einen Lagergang in der Kreide am Kap Espichel südlich von Lissabon. Ein Gang an der Praia dos Degraos, westlich von der Kirche des Kap Espichel enthält in dichter schwarzer Grundmasse 1.5—2, selten 3 mm große Einsprenglinge von Olivin, der ganz in Calcit mit

einer dünnen Schale von Serpentin, der kleine Rutilnädelchen enthält, umgewandelt ist, und von schlanken, 1 cm langen und kaum 2 mm breiten, stark glänzenden, schwarzen Amphibolen mit (110), kleinem (100), oft großem (010) in der Prismenzone und mit terminalem (011) und ($\bar{1}01$). Neben der Spaltung nach dem Prisma ist auch eine nach der Längsfläche vorhanden. Der Prismenwinkel des Amphibols, an natürlichen Kristallen gemessen, ist 56.7°, an Spaltstücken gemessen 55° 43′, eine Folge des Umstandes, daß die braune Hornblende eine dünne äußere Kruste von rötlichbraunem Amphibol besitzt. Oft ist noch ein Kern von grünlichbrauner Farbe vorhanden, ja es findet sich zwischen der herrschenden braunen Hornblende und der äußersten Kruste wohl noch eine vierte, dunklerbraune Schale eingeschaltet. Die herrschende braune Hornblende hat $c : c = 11^0$ (die äußerste rötlichbraune Kruste hat $c : c = 8^0$) im stumpfen Winkel β, $\gamma - \alpha = 0.020 - 0.023$, $\gamma - \beta = 0.004$, $2V = 84^0$ um a, starke Dispersion $c : c_\varrho < c : c_v$ der Bissectricen und starke Dispersion $\varrho < v$ an der Achse A. Der Pleochroismus ist b = c tiefbraun, a sehr hell bräunlichgelb. Außer Olivin und Hornblende tritt auch Pyroxen in der Form der basaltischen Augite, mit Spaltung nach Prisma und Längsfläche in 5—6 mm langen Einsprenglingen auf. Diese Augite sind zonar gebaut mit grünen Kernen, rötlichgelber Schale und einer äußersten, tiefergefärbten Kruste. Sie haben $2V = 57.5^0$ um c, $\gamma - \alpha = 0.020$, $c : c = 46^0 45'$; in der äußersten Schale ist $2V = 44^0$ um c und $c : c = 51^0 51'$; die Achse B ist stark, A nicht merklich dispergiert. Auch Magnetit und Pyrit bilden Einsprenglinge. — Die Grundmasse besteht aus Magnetit, Säulchen von Hornblende und Augit und aus Biotit, alle diese eingebettet in ein Aggregat von nach a gestreckten und nach M abgeplatteten Labradoritindividuen. In der Grundmasse herrscht der Augit über Hornblende vor, während das Verhältnis bei den Einsprenglingen umgekehrt ist. Die Hornblende in der Grundmasse entspricht der herrschenden braunen Hornblende in den Einsprenglingen; der Augit der Grundmasse hat die Eigenschaften der Kruste bei den Einsprenglingen. Die Labradoritleisten der Grundmasse sind oft von einem äußeren Mantel von Orthoklas umgeben. Das Gestein enthält Calcit, teils in feiner Verteilung und wohl infiltriert, teils in divergentfasrigen Aggregaten, die von einem Analcimkriställchen ausstrahlen und die bisweilen aber keineswegs immer von winzigsten Orthoklasnädelchen durchspickt sind. Ob hier Pseudomorphosen nach Sodalith oder Nephelin anzunehmen sind, ist nicht sicher zu entscheiden. Verf. neigt zu der Annahme, daß diese Gebilde an die Stelle ursprünglicher Feldspateinsprenglinge getreten sind. Auch Chlorit ist allgemein im Gestein verbreitet und vielleicht z. T. aus einer Mesostasis entstanden. — Verf. parallelisiert diese Gesteine mit den Tescheniten, von denen sie aber ihre ausgesprochen porphyrische Struktur trennt.

Ein Lagergang von Seixalinho hat wesentlich dieselbe Zusammensetzung und Struktur, doch ist hier der Feldspat etwas basischer, trägt indessen auch hier die Orthoklasmäntel. — Das Gestein von der Signalstation des Kap Espichel enthält keinen Biotit und ist nicht porphyrisch, sondern intersertal mit allerdings vollständig umgewandelter Basis. — Bei einem Gange von El-Carmen ist die Struktur holokristallin und pilotaxitisch.

Zu S. 701. James Mackintosh Bell, assisted by Colin Fraser (The geology of the Hokitika Sheet, North Westland Quadrangle, with which has been included a small portion of the Upper Wilberforce Valley in the Waimakariri Quadrangle. New Zealand geol. Survey. Bull. No. 7. New Series 1906) beschreibt schmale Gänge von Pyroxen-Camptonit, Amphibol-Camptonit, Hornblende- und Pyroxenporphyriten in den Graniten der Hohonu Range, des Mount Turiwhate, Mount Graham u. a. O. im Nordwesten der Hauptinsel von Neu-Seeland, die nach der Beschreibung eher zu den Spessartiten zu gehören scheinen.

Zu S. 707. W. Ramsay und E. T. Nyholm (Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. Bull. Commission géol. de la Finlande. No. 1. Helsingfors 1895 und N. J. B. B. X. 440. 1896) beschreiben einen Findling eines mit Alnöit verwandten Gesteins am Wege nach Aapajärvi, 2—3 km WNW. vom See Wuorijärvi im Kirchspiel Kuolajärvi, der aus Pyroxen (Augit, Ägirinaugit und Ägirin, schalenförmig überwachsen), Biotit (Meroxen mit $2E = 25^0$ etwa), optisch negativem Melilith, Labradorit, Apatit, Titanit, Magnetit, Hämatit, Calcit und Zeolithen besteht. Die Gemengteile sind nach abnehmender Menge aufgeführt. Olivin fehlt. Biotit ist bei weitem spärlicher als im Alnöit von Alnö. Die Struktur ist porphyrisch. Das Gestein hat seine nächsten Verwandten bei gewissen Kimberliten.

Zu S. 849. Jacques de Lapparent (Sur deux modes d'individualisation de l'albite dans le Massif de Microgranite de Genis, Corrèze. C. R. 1907. CXLV. 1431) beobachtete, daß im Zentrum einer intrusiven Quarzkeratophyrmasse in dynamometamorpher Facies bei Genis im Dep. Corrèze mit Einsprenglingen von Quarz und Orthoklas der Albit des Gesteins nicht in selbständigen Individuen, sondern eingewachsen in Orthoklas auftrat, während er an den Rändern des Massivs selbständige Kristalle bildete. Verf. sieht in der Verdrängung des Orthoklas durch Albit im Zentrum eine Folge der magmatischen Veränderungsvorgänge. Die Zusammensetzung des Magmas nach Ausscheidung des Orthoklas war eine solche geworden, daß der Orthoklas nicht mehr im stabilen Gleichgewicht war. Im Zentrum, wo die Temperatur langsam genug sank, bildete sich ein stabiles Gemenge von Orthokas und Albit: an der rasch erkaltenden Peripherie war das nicht mehr möglich und der Albit kristalliserte frei aus.

Zu S. 961 und 983. Wald. Lindgrén and Fred. Leslie Ransome (Geology and gold deposits of the Cripple Creek District, Colorado. U. S. geol. Survey. Professional Paper No. 54. Washington 1906). In den sonst sehr normalen Phonolithen des Cripple Creek Distriktes erscheint der durchaus homogen aussehende idiomorphe Nephelin zwischen gekreuzten Nicols stellenweise als ein Aggregat unregelmäßig begrenzter, in die Länge gezogener Körner, ohne daß ein Unterschied im Brechungsvermögen oder Spuren von Umwandlungsphänomenen zu beobachten wären. — In einer Breccie, die aus dem Schacht der Mint Grube am Golden Hill heraufgebracht wurde, fanden sich neben Bruchstücken von viel Granit und »Latit-Phonolith« auch solche eines Leucitophyrs.

Zu S. 1049. Arnold Penther und Emerich Zederbauer (Ergebnisse einer naturwissenschaftlichen Reise zum Erdschias Dagh, Kleinasien. III. Petrographischer Teil von Friedr. Seemann. Annal. k. k. naturhistorisches Hofmuseum. XXI. Heft 3 und 4. Wien 1907). Der 3830 m hohe Erdschias Dagh ist der höchste Berg Kleinasiens und das nordöstlichste Glied der vulkanischen Eruptivmassen, die an den Brüchen, welche das Senkungsfeld von Lykaonien begrenzen, hervorquollen. Die Gesteine dieses Berges gehören zur Andesitfamilie und umfassen Amphibol-Hypersthen-Andesite und Hypersthen-Augitandesite. Glimmerandesite fehlen. Die Feldspateinsprenglinge sind vorherrschend Andesin und Labradorit, selten Bytownit. Der Feldspat der Grundmasse ist Oligoklas; Orthoklas konnte nirgends nachgewiesen werden. — Der Hypersthen mit $2V = 68^0—90^0$ wird bisweilen von Hornblende, sehr allgemein von Augit umwachsen. In den Gesteinen, deren ursprünglich grüner Amphibol durch Hitzeeinwirkung braun wurde, zeigt auch der Hypersthen eigentümliche Veränderungen, die sich durch einen breiten Hämatitrand schon äußerlich kundgeben. Solche Hypersthene zeigen in Schnitten senkrecht zur negativen Bissectrix im Zentrum zwischen gekreuzten Nicols die normalen niedrigen Interferenzfarben. Auf diesen Kern folgt eine in allen Lagen dunkelbleibende Zone, an die sich weiter nach außen eine dritte Zone mit etwas höheren, übernormalen Interferenzfarben anschließt; darauf folgt dann der Hämatitrand. Im unveränderten Kern liegt die Ebene der optischen Achsen in 100 parallel zur Prismenachse, in der äußeren Zone ist sie senkrecht zur Prismenachse und liegt in (001). Der Achsenwinkel wird vom Kern ausgehend stetig kleiner, wird Null in der isotropen Zone und wächst von da nach außen immer mehr bis zu 90^0 oder noch etwas mehr. Auch der Pleochroismus ändert sich; im unveränderten Kern ist die Absorption bei $a = b$, $b = a$, $c = c$ $a > b > c$, in der veränderten Schale mit $a = a$, $b = c$, $c = b$ ist er $a > c > b$. Die Achsendispersion ist im veränderten Hypersthen weit stärker mit $v > \varrho$ als im normalen mit $\varrho > v$ um die

negative Bissectrix. Dieser starken Dispersion $v > \varrho$ im veränderten Hypersthen entspricht ein größerer Wert von $\gamma - \beta$ für blau, als für rot und damit das Auftreten übernormaler Interferenzfarben. Man vergleiche die Beobachtungen von Lacroix über den Hypersthen der Mont Pelé-Laven oben auf S. 1049. — Diese Veränderung der normalen Hypersthene schreitet rascher fort parallel als senkrecht zur Vertikalachse und ist daher in Längsschnitten deutlicher zu beobachten, als in Querschnitten. — Die beschriebene Erscheinung zeigen von den in Sammlungen verbreiteten Gesteinen recht deutlich die an brauner Hornblende reichen Andesite von Mocsar in Ungarn. — In der Grundmasse der Andesite des Erdschias Dagh wurde mehrfach Quarz als jüngste Bildung in Form eines die Mikrolithe der Effusionsperiode verbindenden Kittes beobachtet.

Zu S. 1082. Emil Lehmann (Petrographische Untersuchungen an Eruptivgesteinen von der Insel Neupommern. T. M. P. M. XXVII. Heft 3. 1908) beschreibt Biotitdacite und verschiedene Andesite, unter denen die Hypersthen-Augitandesite entschieden herrschen.

Zu S. 1091. T. Wakimizu (The ephemeral Volcanic Island in the Iwôjima Group. Publication of the Earthquake Investigation Committee in foreign languages. No. 22. Section C. Art. 1. Tokyo 1908) beschreibt das Gestein einer im Dezember 1904 neugebildeten, bis zu 480 Fuß Höhe und 3 miles Umfang anwachsenden, aber schon im Juni 1905 wieder verschwundenen vulkanischen Insel in der Gruppe der Volcano Islands (japanisch Iwôjima Gruppe), zu der auch Sulphur Island (vergl. S. 1491) gehört, als obsidian- und bimssteinartigen vitrophyrischen Augitandesit mit akzessorischem Olivin und Bronzit. — Bei einem submarinen Ausbruch am 14. April 1907 wurden auf den Bonin Inseln Bimssteinblöcke angeschwemmt, die Einsprenglinge von Bytownit, Hypersthen und Magnetit, nach abnehmender Häufigkeit geordnet, in glasiger Grundmasse enthalten, also zum Hypersthen-Andesit gehören. Die elliptisch gestreckten Poren des Bimssteines ordnen sich radial zu den Einsprenglingen von Feldspat und Pyroxen.

Zu S. 1113. F. Millosevich (Studi sulle rocce vulcaniche di Sardegna. Le rocce de Sassari e di Porto Torres. Mem. R. Accad. Lincei [5.] VI. Fasc. XVI. 405. Roma 1908) beschreibt als Trachyandesite von Caniga und Landriga bei Sassari holo- bis hypokristalline Ergußgesteine, die Einsprenglinge von basischem Plagioklas (Labradorit bis Bytownit), der bisweilen von Sanidin umwachsen ist, sehr selten daneben auch solche von Sanidin, ferner solche von diopsidischem Pyroxen und Hypersthen in einer vorwiegend pilotaxitischen Grundmasse aus länglichem und kurzrektangulärem, auch unregelmäßig körnigem Sanidin, spärlicheren größeren Plagioklasleisten, viel diopsidischen Pyroxen, kleinen und spärlichen Akmitsäulchen, viel Magnetit, vereinzelten kleine Biotitblättchen und sehr wenig

Apatit enthalten. — Weit häufiger aber treten in diesem Gebiete glasreiche Ausbildungsformen desselben Gesteinstypus auf. Die möglichst von den Einsprenglingen befreite Glasbasis eines solchen Gesteins hat schon Delesse (Bull. Soc. géol. Fr. [2.] XI. 105. 1854) von dem Vorkommen Fonte Corbu analysiert und die Verwandtschaft mit den Pechsteinen von Arran erkannt. Dieselbe Verwandtschaft zeigt die Analyse eines Vorkommens von Caniga durch den Verf. Aus den Hyalotrachyandesiten wird der Akmit des erstgenannten Gesteinstypus nicht angegeben. — Ebenso wird der Akmit nicht erwähnt in den hypersthenführenden Hyalotrachyandesiten aus dem Tale des Riu Mannu, die in Gesellschaft von dunkelrotgrauen Ergußgesteinen auftreten, welche Trachydacit genannt werden und in einer allotriomorph-körnigen Grundmasse aus Feldspat und Quarz Einsprenglinge von reichlichem Andesin, sehr seltenem Alkalifeldspat, Bronzit und ganz akzessorischem Biotit und Diopsid führen. — Auch aus dem Gebiete von Nuraghe de Sa Petada wird ein Trachyandesit beschrieben, dessen Plagioklas-Einsprenglinge zum Andesin gehören und von spärlichem Alkalifeldspat begleitet werden. Auch hier wird der Akmit nicht angegeben. Rhombischer Pyroxen erscheint neben monoklinem. Auffallenderweise tritt an derselben Lokalität und im Val Barca normaler, auch durch die Analyse als solcher erwiesener Hypersthenaugitandesit auf. Alle diese Gesteine werden von Schichten des Helvetian überlagert.

Zu S. 1238. Helge Backlund (Über einige Diabase auf arktischem Gebiet. T. M. P. M. XXVI. 357. 1907) beobachtete in Diabasen des Storfjord im östlichen Spitzbergen neben violettbraunem Augit mit $c : c = 43^0—45^0$ und symmetrischer Lage der Ebene der optischen Achsen und oft in diesen in stets paralleler Orientierung eingewachsen einen schwach gelblichen bis farblosen Augit mit $c : c = 38^0$, $2V = 13^0—15.5^0$ um c und normalsymmetrischer Achsenlage, also einen Magnesiumdiopsid. Der violettbraune Augit zeigte stets eine Neigung zu sphärolithischen Ausbildungsformen, wobei die Prismenachse teils als Biegungs-, teils auch als Drehungsachse fungierte. — Ebenso fand er im grobkörnigen Diabas von Kap Fanshave im Hinlopen Sund neben braunviolettem Augit fast farblosen Magnesiumdiopsid mit $2V = 15^0—22^0$ um c bei deutlicher Dispersion $\varrho > v$ um c. Bei beiden Pyroxenen lagen die Absorptionsachsen merklich anders als die Elastizitätsachsen. Analog verhielten sich die Pyroxene des Diabas vom Lovén's Berg im Hinlopen Sund und von der Sassenbay im Isfjord. Dagegen waren die Diabase vom Gänsekap und vom Kap Thordsen, ebenda, arm an oder ganz frei von Magnesiumdiopsid. — Unter den Basalten vom König Karls-Land enthielten die olivinfreien Vorkommnisse von Johnsens Berg, Kap Hammerfest und Kap Weißenfels gleichfalls neben bräunlichviolettem Titanaugit in der Grund-

masse schlankprismatische Einsprenglinge, welche besonders deutlich in Querschnitten eine Abnahme der Lichtbrechung von außen nach innen, und manchmal auch eine solche von einer mittleren Schale nach innen und außen, und eine damit parallel laufende Änderung der Doppelbrechung zeigten. Zentral wurde gemessen 2V um $c = 5^0$—6^0 mit $\varrho < v$, nach außen allmählich sinkend bis 2V um $c = 0^0$, dann in einer zur ersten senkrechten Richtung bis 2V um $c = 38^0$ mit $\varrho > v$ weiter nach außen sich öffnend, dann noch weiter nach außen wieder sinkend bis zu 2V um $c = 0^0$, um in der äußersten Hülle der Kristalle sich in der gleichen Lage, wie im Kern zu öffnen bis 2V um $c = 12^0$ mit $\varrho < v$. Der größte Achsenwinkel entspricht einer symmetrischen Lage der optischen Achsenebene. Es wurde festgestellt, daß bei diesen Pyroxenen abweichend von den Beobachtungen Wahl's der Achsenwinkel für blau zuerst durch den Nullpunkt geht. — In den Basalten von Franz Josefs-Land wurde neben Einsprenglingen eines grünlichen diopsidischen Augits mit großem Achsenwinkel von 56^0—58^0 ein Titanaugit beobachtet. — Hervorzuheben ist, daß in den Diabasen von Spitzbergen abweichend von der Regel auch Magnesiumdiopsid neben Olivin, der dann intratellurische Einsprenglinge bildet, beobachtet wurde.

Zu S. 1281. Oskar Züst (Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez im Unter-Engadin. Zürich 1905) beschreibt den randlichen Übergang von normalem Diabas in Spilit und durch diesen in Variolit von einem Lager im Bündner Schiefer des Vallorgia bei Ardez im Unter-Engadin. Der Bündner Schiefer ist im Hangenden und im Liegenden bis auf eine Entfernung von 60 cm bis 1 m in plattigen Sericitphyllit umgewandelt.

Zu S. 1343. Wald. Lingrén and Fred. Leslie Ransome (Geology and gold deposits of the Cripple Creek District, Colorado. U. S. geol. Survey. Prof. Paper. No. 54. Washington 1906). L. C. Graton schied von den Phonolithen des Cripple Creek unter dem Namen Latit-Phonolith eine mannigfache Gesteinsgruppe ab, die sich von den Phonolithen durch niedrigeren Gehalt an Tonerde und Alkalien, höheren Gehalt an zweiwertigen Metallen, von Latit, d. h. einer Gruppe der Trachyandesite durch etwas niedrigeren Gehalt an SiO_2, Eisenoxyden, Magnesia und Kalk, höhere Tonerde und Alkalien bei herrschendem Natron unterscheidet. Die Latit-Phonolithe sind dunkelgraue bis schwarze, recht feinkörnige Gesteine, in denen Einsprenglinge von Pyroxen und Feldspattafeln immer, kleine braune Biotite und Apatitsäulchen, sowie Titanit gelegentlich erkennbar sind. Ihre wesentlichen Gemengteile sind Alkali- und Kalknatronfeldspate, ein Mineral der Sodalithfamilie, Augit und Ägirinaugit, braune Hornblende und bisweilen Biotit. Es finden sich Zwischenformen nach Trachyten, nach Phonolithen und nach den Trachydoleriten im engeren Sinne.

Die Latit-Phonolithe gehören danach, wie auch die Analysen beweisen, zu den Trachydoleriten im weiteren Sinne dieses Buches und verteilen sich auf die phonolithoiden, trachytoiden und tephritischen Typen derselben. In den früheren Beschreibungen der Cripple Creek-Gesteine erscheinen diese Trachydolerite unter dem Namen trachytoide Phonolithe, Syenitporphyre und Andesite.

Zu S. 1363. Curt Gagel (Die Caldera von La Palma. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin 1908. No. 3 und 4 und Das Grundgebirge von La Palma. Z. D. G. G. Monatsberichte LX. 25. 1908) gibt eine sehr belehrende geologische Beschreibung der Caldera und kurze Notizen über die Gesteine von Palma, die Verbreitung der Trachydolerite und Essexite, sowie das Vorkommen von Essexitporphyriten im Sinne Brögger's und das Auftreten bostonitischer Gesteinsformen.

Zu S. 1447. Andrés Villafaña (El Volcán Jorullo. Parergones del Instituto Geologico de Mexico. II. No. 3. 1907. Mexico) gibt neben den normalen glasreichen Basalten von dunkler Farbe von der Südostseite des Hauptkegels des Jorullo einen grauen durch reichlichen Olivin porphyrischen Basalt mit plattenförmiger Absonderung an, der am östlichen, nordöstlichen und nördlichen Abhang das herrschende Gestein wird. Er nennt ihn einen Nephelinbasalt, ohne aber dieses Mineral in der Beschreibung zu nennen, geschweige denn nachzuweisen. Auch die Analyse spricht nicht genügend für das Vorhandensein von Nephelin.

Orts-Verzeichnis.

Aas, Alnö 543.
Aakershus, Christiania 606.
Aaklungen, Südnorwegen 613. 615.
Abassi-See, Ostafrika 841.
Abas Tuman, Kaukasus 1082. 1236.
Abbadia San Salvatore, Toskana 1244.
Abd el Kuri, Socotra 671.
Abera, Ostafrika 930.
Abercastle, England 944.
Aberdeen, Schottland 60.
Aberstückl, Sarntal 561.
Abessynien 528. 639. 811. 929. 1358.
Abildsnäs, Norwegen 356.
Abingdon, Galopagos-Inseln 835.
Absaroka Range, Yellowstone Park 400. 1351.
Abtsberg, Thüringen 908.
Abtsröder Kuppe, Rhön 1203.
Abul, Kaukasus 1090.
Abuna Alif, Abessynien 615.
Abuna Licanos, Abessynien 615. 626.
Abunars, Gallaland 700.
Achalkalaki, Kaukasus 1082. 1204.
Achalziche, Kaukasus 1090.
Achavarasdale Moor, Schottland 462.
Achertal, Schwarzwald 57. 765.
Aci Castello, Sizilien 1315.
Acker-Bruchberg, Harz 1247.
Acquapendente, Italien 981.
Adamello 271. 274. 282. 306. 551. 561.
Addele Gubo, Abessynien 1263.
Aden 759. 811. 831. 835. 886. 889. 893. 900. 946. 968. 973. 1164. 1168. 1183. 1190. 1194. 1263.
Adirondacks, N. Y. 146. 360. 378. 386. 388. 527. 602.
Adis-Abeba, Abessynien 855.
Adowa, Abessynien 611.
Aegina 995. 1080.
Aepfelskopf, Odenwald 800.
Aeppelbo, Schweden 558.
Aetna 1360.
Afarland, Somaliküste 840. 855.
Afrika 1422.
Agay, Dép. du Var 564.
Agramon, Murcia 1483.
Agro Sabatino, Italien 785.
Ahnetal 1217.
Ahoer, Sumatra, 290.
Ahrental 551.
Ahvenvaara, Finland 439.
Aiguille du Tacul 582.
Aiguiller de Guéry, Auvergne 1115.
Ailsa Craig, Schottland 593. 594.
Aïn Tolba, Algier 1391. 1414.
Aishantang, China 1041.
Ajer Loewoeh, Sumatra 637.
Akrotiri, Santorin 1063. 1064. 1092. 1118.
Akrureyri, Island 1090.
Akub teriki, Abessynien 615.
Akuliarusek, Grönland 544.
Alagös, Kaukasus 67. 1082.
Åland, Finland 64.
Alaska 61. 148. 292. 520. 637. 1067.
Albany, N. H. 62. 156. 537. 846.
Albaum, Westfalen 846.
Albersweiler, Rheinpfalz 641. 682. 1264.
Alberta, Brit. Columbia 950.
Alborán, Spanien 1048. 1058. 1097.
Albtal, Schwarzwald 668.
Alburs, Persien 1070.
Alcalá de los Gazules bei Cadiz 1243.
Alemtejo, Portugal 271. 277. 353.
Aleuten 1063. 1088.
Alferce, Portugal 211. 623.
Alftavik, Island 807.
Algar, Spanien 1243.
Algersdorf, Böhmen 918.
Aliabad, Persien 138.
Alid, Colonia Erythraea 756. 1003.
Alifragas, Spanien 784.
Allalin, Schweiz 367. 380.
Allerode, Harz 1308.
Allertal, Harz 1247.
Allochet, Monzoni 464. 598. 624.
Alluaiv, Kola 201.

Allzunah, Thüringen 1045. 1069.
Alma, Krim 1227.
Almeria, Spanien 1060.
Almunge, Schweden 152.
Almuthsberg, Hessen 1206.
Alnö 73. 190. 195. 197. 203. 205. 207. 209. 213. 219. 240. 440. 452. 543. 604. 617. 632. 706.
Alpendre, Portugal 558.
Alpirsbach, Schwarzwald 1441.
Alsarp, Schweden 1301.
Alsbach, Odenwald 636.
Alsberg, Rhön 929.
Alsenberg, Fichtelgebirge 844. 848.
Alsfassen 1225.
Alsfeld 1200.
Alsheda, Schweden 328. 337. 346.
Alston, England 1269.
Altai 768.
Alt-Eibau, Lausitz 1440.
Altenberg, Sachsen 1205.
Altenbühren 1270.
Altenhain, Sachsen 759. 790.
Altenhunden, Westfalen 874.
Altensalz, Vogtland 1331.
Altfriedersdorf, Schlesien 671.
Altgersdorf, Lausitz 1399.
Altona, N. Y. 527.
Altschönau, Schlesien 1179.
Altsohl, Ungarn 1064. 1065.
Alunsjö, Christiania 609.
Alvito, Portugal 558. 1002.
Amaknak, Alaska 1090.
Amariner Tal, Vogesen 83.
Amba Bachele, Abessynien 615.
Amba Bato, Abessynien 615.
Amba Berra, Abessynien 928.
Amba Berrach, Abessynien 611. 615.
Amba Galla, Abessynien 626.
Amba Hedscha, Abessynien 928.
Ambaliha, Madagaskar 151. 165. 173. 441.
Amba Semajata, Abessynien 611.
Ambavatoby, Madagaskar 217. 245. 626.
Ambazac, Hte. Vienne 585.
Ambodimadiro, Madagaskar 406. 542. 701.
Ambohimirahavary, Madagaskar 78.
Ambon, Molukken 467. 1004. 1005. 1066.
Ambongo, Madagaskar 78. 154.
Amelieth, Schlesien 1217.
Amelose, Hessen 1189. 1326. 1328.
American City, U. S. A. 1003.
Åmmeberg, Schweden 1265.
Ammelshain, Sachsen 916.
Ampangarinana, Madagaskar 228.
Ampasibilika, Madagaskar 78. 117. 154. 165. 642.
Ampasindava-Bucht, Madagaskar 405.
Amsterdam-Insel 1164.
Amt Gehren, Thüringen 1069.
Anaconda Ridge, Cripple Creek, Col. 537.
Anatolien 1063.
Andabre, Frankreich 525.
Anderson's Bay, Neu-Seeland 974.
Anderstorp, Schweden 1446.
Andevenanaomby, Madagaskar 165, 228.
Andlau, Vogesen 113. 654. 657. 661. 664. 666. 794.
Andorno-Tal, Alpen 349.
Aneröd, Norwegen 72.
Angamarca 1081.
Angedalsbro, Norwegen 595.
Angel Island, Kalifornien 484.
Angera, Italien 1087.
Angermanland 147.
Angerod, Vogelsberg 1440.
Angers, Côtes du Nord 111.
Anglesey 468. 481. 1248. 1275.
Angochagua-Gebirge, Ecuador 1090.
Angola 216.
Angrognatal, Alpen 96.
Angwundas-tschorr, Kola 231.
Anita Bay, Neuseeland 466. 478.
Ankaramy, Madagaskar 151. 405. 406. 604. 929.
Ankober, Ostafrika 841.
Annaberg, Sachsen 669. 758. 759.
Annaklef, Schonen 1399.
Annerode, Vogelsberg 1206.
Anse Bernard, Senegal 919.
Antelberg, Böhmen 1349.
Antfeldt, Westfalen 1270.
Antholz, Tirol 282. 551. 561. 656.
Antilope Creek, Montana 148.
Antisana, Ecuador 1002.
Antivari 1087.
Antotto, Abessynien 605.
Antsohanina, Madagaskar 627.
Antuco, Chile 64.
Anvers, Graham-Land 1111.
Anzeion, Aegina 1005.
Apa, Paraguay 1447.
Apache Mountains, Texas 603. 614. 621.
Apajärvi, Finland 571.
Apatkut, Ungarn 1065.
Apfelsberg, Rhön 1394.
Appennin 468.
Aprica Pass, Alpen 562.
Aquamara, Roccamonfina 1377.
Aquidaban, Paraguay 1447.
Arabchi Noladdéje, Somaliland 842.
Aragatz, Kaukasus 1048.
Aranyer Berg, Ungarn 1050. 1054. 1079.

Ararat 834.
Arbaatu Ensesa, Abessynien 615.
Ardennen 1290.
Ardennes, Vélay 969.
Ardez, Engadin 1500.
Ardmuchnigh, Schottland 1278.
Ardnamurchan, Irland 370. 1202.
Ardtun, Mull 1279.
Areia Preta, S. Paulo, Brasilien 159.
Arenberg, Eifel 1396.
Arenellas, Pantelleria 854.
Arenig Fawr, England 1085.
Arequipa, Peru 287.
Åreskutan, Schweden 1250.
Argentinien 336. 378. 754. 756. 760. 764. 913.
Arguénos-Moncaup, Frankreich 472.
Arita, Japan 1183.
Arizona 57.
Arkansas 135. 146. 190. 196. 205. 208. 241. 243. 396. 399. 708.
Arklow, Irland 279.
Armathwaite, England 1218.
Armdale, Neu-Südwales 66.
Armenien 834. 1066. 1082.
Arne bei Bergen, Norwegen 357.
Arnoux Stock, Montana 437.
Arnprior, Canada 384.
Arnsberg, Wetterau 1204.
Arö, Langesund 214.
Aroeira, Brasilien 158.
Arona, Lago Maggiore 753. 790.
Aroser Oberberg, Schweiz 1248.
Aroser Weißhorn, Schweiz 1248.
Arpatschai-Fluß, Kaukasus 1082.
Arran 808. 814. 819. 1248. 1259.
Arrow Peak, Montana 699.
Arroyo del Almendron, Spanien 1243.
Arsable Forks, Lake Champlain 1167.
Arso, Ischia 895. 901. 903. 930.
Arthur River, Tasmanien 205, 466.
Arthur's Saat, Edinburgh 1188.
Artichuela, Cabo de Gata 1010.
Aruba, Westindien 285. 1232.
Aruscha, Ostafrika 990.
Arvieu, Frankreich 349.
Asama-yama 1054. 1083.
Asbach, Thüringen 790.
Asbjörnsröd, Norwegen 624.
Åsbyholm, Schweden 348.
Ascension 867. 921. 1042. 1189.
Asch, Habichtswald 1469.
Aschaffenburg 44. 274. 663.
Ascherhübel bei Tharand, Sachsen 1257.
Ashcroft, Brit. Columbia 708.
Ashval, Insel Rum 591.
Asildsröd, Norwegen 624. 702.
Askersund, Schweden 63.
Askim, Norwegen 371.
Aspen Creek, Montana 606.
Asprières, Frankreich 525.
Asse's Ear, Ishan 842.
Assos, Troas 1064.
Assuan, Ägypten 658.
Assuk, Grönland 1055. 1193. 1253. 1257.
Assynt, Schottland 183. 242. 243.
Astrida, Senjenö 463.
Astroni, Italien 898. 920.
Asturien 111. 565.
Asweiler, Birkenfeld 1101. 1251.
Atacatzo, Ecuador 1007. 1067.
Atajo, Argentinien 1061.
Atanques, Columbia 290.
Atatsch, Südural 945.
Attenborn, Westfalen 846.
Attental, Schwarzwald 1441.
Atzschur, Kaukasus 1090.
Aubenas, Frankreich 986.
Auburn, Me, U. S. A. 690.
Auckland 1356. 1361.
Audeborn, Rheinprovinz 909.
Auer a. d. Etsch 823. 828.
Auerbach, Odenwald 655. 666. 1348. 1441.
Auermahd, Salzkammergut 1179.
Auersberg, Erzgebirge 124.
Auersberg, Harz 756. 759. 764. 765. 790.
Aue-Wallenfels, Nassau 1327.
Augustusburg, Sachsen 814.
Aulenbach, Rheinprovinz 1058. 1093. 1094.
Aulene, Korsika 286.
Aull, Lahngebiet 946.
Aultnacallagach, Schottland 1507.
Aumühle bei Damm 639.
Aurora, N. Y. 689.
Ausrott, Siebengebirge 917.
Aussig, Böhmen 972. 975. 1218. 1361. 1431.
Australien 59. 298.
Auvergne 62. 292. 299. 764. 818. 886. 893. 895. 902. 903. 906. 907. 966. 1109. 1168. 1718.
Auwallenburg, Thüringen 521.
Avalanche-See, N. Y. 378.
Averner-See, Italien 1386.
Avesnes, Frankreich 525.
Avezac-Prat, Pyrenäen 1513.
Avisio-Tal, Tirol 693.
Awarua Bay, Neuseeland 466.
Axim, Westafrika 1232.
Axum, Abessynien 611.
Ayrshire, Schottland 940.
Ayuruoca, Minas Geraes 1182.

Azoren 891. 896. 898. 900. 904. 907. 923. 1045. 1353.
Azuay, Ecuador 1012.
Azufral de Tuquierres, Anden 1011.
Azulejos, Tenerife 965.

Babina, Böhmen 924.
Bachergebirge 557.
Bacurubu, Brasilien 696.
Badde Ruinas, Sardinien 924.
Baden-Baden 751. 764.
Baëpendy, Minas Geraes 1270.
Bährethal, Harz 1068.
Bärendorf, Sachsen 105.
Bärenkopf, Elsaß 1070.
Bärenrücken bei Blankenburg, Harz 943.
Bärenstein, Schlesien 656.
Bärenstein, Thüringen 669. 673.
Bärentiegel, Thüringen 863.
Bärnsdorf, Schlesien 91.
Bärum, Norwegen 911. 935.
Bagnères de Luchon 562.
Bagno dell' Acqua, Pantelleria 839. 853.
Bagnorea, Italien 981. 982.
Bagonya, Ungarn 1078.
Bagtsché-Déré, Kleinasien 1043. 1054.
Baidara, Kaukasus 1082.
Baie des Manchots, St. Paul 867.
Bairnsdale, Australien 794.
Bakantrae, Schottland 1275.
Bakony, Ungarn 1168. 1183. 1191. 1856.
Balakalessa, Troas 1088.
Baldissero, Piemont 482.
Balduinstein 946. 1272.
Balewtschai, Kaukasus 289.
Bal Haf, Südarabien 1190.
Balhamie Hill, Schottland 468.
Balkan 341. 910. 1063.
Balka Wali Tarama, Südrußland 229.
Balkhausen, Hessen-Darmstadt 1469.
Balkofsky, Alaska 1090.
Ballachulish, Schottland 62. 169. 170.
Ballicloughan, Irland 762.
Ballinaclare, Irland 279.
Ballon de St. Maurice, Vogesen 666. 1234.
Ballystrasna, Irland 1491.
Balmore, Kapland 1082.
Balmuccia, Piemont 481.
Balos, Santorin 830. 1092.
Baltersweiler, Rheinprovinz 1231. 1251.
Baltimore, U. S. A. 323. 326. 333. 344. 359. 379. 470. 479. 482.
Balungstrand, Schweden 92.
Bamle, Telemarken 388.
Ban, Ungarn 1194. 1315.
Banat 293. 294. 341.
Bancroft, Canada 200.
Bandai San, Japan 1091.
Bangley, Schottland 922.
Banks Halbinsel, Neuseeland 811. 1189.
Banne d'Ordenche, Mont Dore 1115. 1361.
Banow, Mähren 1063.
Baraboo, Wisconsin 850.
Barakar, Ostindien 453.
Baril-Berge, Mexiko 226.
Barkevik, Langesund 643.
Barnavave, Irland 387. 583.
Barnekjern, Norwegen 158. 1268.
Barnstein, Rhön 1378.
Barnumore Gap, Irland 822.
Barr, Elsaß 56. 110. 111. 277. 294. 505. 662. 857.
Barranca de Puerto Real, Spanien 1243.
Barroco, Portugal 195. 200.
Barroquejo, Cadiz 1243.
Barrueco, Cadiz 1243.
Bartelsmühle, Fichtelgebirge 1326.
Barthmühle, Vogtland 1323.
Bartos Lehotka, Ungarn 804.
Basalt Ridge, U. S. A. 1316. 1317.
Bass Rock bei Gloucester, Mass. 592, 922.
Baste, Harz 337. 467.
Bataillouze, Cantal 1115.
Bataker Hochfläche, Sumatra 869. 1011. 1066. 1088.
Batangas, Philippinen 1089.
Bath, Ungarn 1078.
Bathurst, Col. 765.
Batjan, Indischer Archipel 1066.
Battaglia, Euganäen 797. 811. 911. 1064.
Batteriekopf bei Wildenstein, Vogesen 83.
Battery Hill, Columbia River, Australien 1206.
Baumholder, Rheinprovinz 1095.
Baunsberg, Hessen 1295.
Bausenberg, Rheinprovinz 1410.
Bausly, Shropshire 1259.
Bautzen, Sachsen 1235.
Bauwald, Rheinprovinz 1225.
Bauzá, Columbrete Inseln 938.
Baveno 44. 584.
Bawean bei Java 1414.
Bayerischer Wald 59.
Bayonne, Frankreich 1312.
Beal, Skye 1277.
Bear Creek, Kalifornien 760.
Bear Park, Montana 533.
Bearpaw Mountains, Montana 171. 610. 621. 696. 1409. 1414.
Bear River, Sierra Nevada, Kalifornien 589.

Beaujolais 1213. 1232.
Beaver Creek, Montana 334. 419. 629.
Beekmantown, Adirondacks 527.
Bedford, Ontario 359. 385. 568.
Bedous, Pyrenäen 1312.
Bedovina Bergwerk, Monzoni 543.
Beemerville, N. J. 190. 196. 197. 208. 239. 245. 248. 597. 632. 633. 689.
Bekinkina, Madagaskar 406. 441.
Bekotapo, Madagaskar 228.
Belair, Frankreich 1242
Belchen, Vogesen 511. 529.
Belfahy, Hte.-Saone 1097.
Belknap Mountain, N. H. 153. 1502.
Bellalunga, Schweiz 864.
Bellamonte, Monzoni 694.
Bellenberg, Eifel 1390.
Bellow's Falls, Vermont 690.
Belmont, Nevada 587.
Beloeil Mtn., Canada 226. 402.
Belt Mountains, Montana 1007.
Belvedere del Principe, Italien 914.
Benamahoma, Cadiz 1243.
Ben Bhuidhe, Schottland 680.
Benguet, Luzon 286.
Bennan Head, Arran 1265.
Benolpe, Westfalen 845.
Benrinnes, Schottland 79.
Benschert, Rheinprovinz 1070.
Bensen, Böhmen 960.
Berbenno, Alpen 562.
Berbisdorf, Sachsen 105.
Berdiausch, Ural 66.
Beresowaja Gora, Ural 68. 162.
Bergen, Norwegen 306. 357. 358.
Bergfjordsvand, Norwegen 329. 373.
Berg Hrad, Mähren 1063.
Berglihorn, Schweiz 1097.
Bergmühle bei Damm 639.
Berg's County, Pa. 114.
Bergweiler, Rheinprovinz 1225. 1228.
Beringstraße 1090.
Berjosowsk 586.
Berkovia Balkan 1074.
Berkshire Cañon, U. S. A. 1003.
Berkum, Rheinprovinz 695. 904. 928.
Berneck, Fichtelgebirge 1272. 1281. 1284. 1286. 1287.
Berry, Neusüdwales 538.
Berschweiler, Rheinprovinz 1095.
Bersevand, Norwegen 68. 357.
Bertjowaja Gora, Ural 586.
Berwyn Hills, England 944.
Berzawa 304.
Beschtau, Kaukasus 911.
Beteta, Spanien 1427.
Betjan, Indischer Archipel 1082.
Beucha, Sachsen 501. 506. 517.
Beverley, Mass. 140. 153. 173.
Beverley Sound, Spitzbergen 90.
Bezavona, Madagaskar 151. 173. 217. 228. 597. 604. 630. 701. 929. 982.
Bézius, Pyrenäen 1242.
Biarritz, Pyrenäen 1241.
Biarville, Vogesen 1232.
Bicaz, Karpathen 222.
Bieberstein, Rhön 1219.
Biedenkopf, Nassau 1210. 1327.
Biella, Piemont 135. 140. 144. 177. 559.
Bielstein, Harz 874. 941. 942.
Bierghes, Ardennen 863.
Biet Bendalion, Abessynien 626.
Big Belt Mountains, Montana 1265.
Bighorn Pass, Yellowstone Park 671.
Big Trees, Sierra Nevada, Cal. 334.
Bildstock, Odenwald 285.
Biliner Skala, Böhmen 1349.
Bilinka, Böhmen 1297. 1413.
Billingen, Schweden 1249.
Billingfors, Schweden 1265.
Bilstein bei Besse, Hessen 1411.
Bilstein bei Lenders, Rhön 1362.
Bingera, Neusüdwales 456. 479.
Binzale, Monte Ferru, Sardinien 1413.
Birch Lake, Minnesota 338.
Birkedalen, Norwegen 181.
Birkenfeld 675.
Birkenfeldt, Taunus 1292.
Birkigt bei Tetschen, Böhmen 1398.
Birkrem, Norwegen 69. 356. 357.
Bischoffingen, Kaiserstuhl 1107.
Bischofsheim, Rhön 1206. 1378. 1395. 1465
Bischofsky Hegy, Ungarn 804. 835.
Bischofsrod, Thüringen 765
Bismarckberg, Kiautschou 61.
Bison Peak, Yellowstone Park 1351.
Bissone, Lugano 1072.
Bistricioara, Moldau 222.
Bistritz, Moldau 202.
Bittadoon, England 791.
Bjarnadalr, Island 1315.
Bjeloi Klintsch, Kaukasus 1204.
Björkmossa, Schweden 324. 326. 348.
Björnö, Südnorwegen 703.
Blaafjeld, Grönland 1255.
Blackburn, Schottland 1331.
Blackhawk, Montana 172. 289.
Black Hills, Dakota 538. 610. 621. 966. 967. 973. 1375. 1378. 1400.
Black Hills, Leadville district 758. 784.
Black Rock, U. S. A. 1316.

Blagodat, Ural 291.
Blanche Bay 1092.
Blankenburg, Harz 844. 942.
Blankenstein, Böhmen 606. 1413.
Blankenstein, Fichtelgebirge 1232.
Blansko, Mähren 137.
Blatzen, Böhmen 1413.
Blauda, Mähren 306.
Blaumhöfen, Westerwald 972.
Bleiberg, Siebengebirge 1109.
Blekinge, Schweden 1251.
Bleschner Berg, Böhmen 1413.
Blessington Mine, Canada 143.
Blezard Township, Canada 337.
Bliesen, Rheinprovinz 1225.
Blot, Frankreich 909.
Blueskin, Dunedin, Neuseeland 978.
Blue Tier, Tasmanien 102.
Blumenhain, Hessen 1207. 1217.
Blumenstein, Hessen 1469.
Bluschowitz, Mähren 431.
Bo, Schweden 523.
Boa, Rouergne, Frankreich 525.
Boar's Tusk, Wyo. 1485.
Bobenhausen, Vogelsberg 1277. 1279.
Bobritzsch, Sachsen 752. 768.
Bocca del Tauze, Tenerife 1393.
Bochtenbeck, Westfalen 1310.
Bockenheim bei Frankfurt 1204.
Bocksgeil bei Besse, Hessen 1469.
Bodenfelde 1217.
Bodenmais 60.
Bodetal, Harz 508. 510. 659. 670.
Bodrek, Krim 1227.
Böddiger, Hessen 1277. 1410.
Böhmerwald 59.
Böhmisch-Leipa 1439.
Böhmisch-Wiesental 549. 1433.
Böhrigen, Sachsen 338.
Bölle bei Owen, Schwäb. Alb 1454.
Bömmeloe, Norwegen 847.
Boequit Bajiek, Sumatra 459.
Börnershof bei Namborn, Rheinprovinz 1094.
Bötzingen, Kaiserstuhl 968.
Bogdan, Ungarn 1003.
Bogosloff Island, Alaska 1067.
Boguschowitz, Mähren 1245.
Bois de Fajou bei Causson, Frankreich 472.
Bollärene, Norwegen 163.
Bolsener See, Italien 886. 902. 937. 981. 982. 1388.
Bolvershahn, Siebengebirge 1106.
Bongard, Eifel 1396.
Bongsberg, Rheinprovinz 1410.
Bonin-Insel 1491.
Bonita Point, Kalifornien 1185.
Boran, Ostafrika 160.
Boreslau, Böhmen 1412.
Borgå, Finland 49.
Borjom-Schlucht, Kaukasus 289. 1010. 1082. 1090. 1276.
Borkov, Böhmen 1223.
Bornholm 1163. 1209. 1302.
Borolan Lake, Schottland 242.
Borrevand, Norwegen 1363.
Borrowdale, England 1053.
Borschen bei Bilin, Böhmen 969.
Borsowka, Kyschtym, Ural 361.
Boscampo, Tirol 598.
Boschkowitz, Böhmen 1397.
Bosenberg, Rheinprovinz 675. 1095.
Bosenberg, Eifel 1410.
Boshof, Orange River Col. 1510.
Bosjö-Kloster, Schweden 1399. 1446.
Bosnien-Herzegowina 323. 331. 341. 345. 353. 465. 1066. 1231. 1270.
Boston, Mass. 148. 194. 620. 1185. 1267.
Bottenhorn, Hessen 1189. 1328.
Bottro dei marmi, Toskana 113. 763.
Bottro di S. Maria, Italien 763.
Botzen, Tirol 759. 765.
Boughton Gill, England 1269.
Boulor, Pyrenäen 470.
Bouquet d'Orb, Frankreich 525.
Bourbon, Insel 1089.
Bou Serdoun, Algier 1066.
Bouziges, Gard 909.
Bovey Tracey, England 124.
Bowral, Neusüdwales 162.
Bozeman, Montana 1490.
Bracciano, Italien 753. 758. 764. 892. 914. 915. 980. 1408.
Brachtshausen, Westfalen 845.
Brackeberg, Hessen 1187.
Bradbokampen, Norwegen 692.
Braennaesudden, Alnö 706.
Bräunsdorf, Sachsen 826.
Bragernäsåsen, Norwegen 848.
Bramberg, Fichtelgebirge 1287.
Bramont, Vogesen 83.
Brandberg, Norwegen 606.
Brandbokampen, Norwegen 404. 405.
Brandewijnsbucht, Sumatra 1004.
Brandleite, Thüringen 800. 814.
Brandon, Frankreich 1042.
Brasilien 177. 196. 205. 248. 601.
Brathagen, Norwegen 247. 702. 704.
Bratholmen, Norwegen 163. 214.
Brauná, Böhmen 1226.
Braunsdorf, Sachsen 800.

Braunshausen, Rheinprovinz 1095.
Brazil Wood, England 1232. 1269.
Brechos, Samothrake 791. 1185.
Bredbad, Schweden 765. 788.
Bredsjö, Norwegen 609.
Brefven, Schweden 523.
Breidden Hills, Wales 944. 1085. 1259.
Breitelohe bei Besse, Hessen 1410.
Breitenbach, Thüringen 1069.
Breitenborn, Rhön 1245.
Breitenbrunn, Karpathen 1224.
Breitfirst, Rhön 1198.
Bremen 289.
Brennhof bei Nufenen, Schweiz 1293.
Brensbach, Odenwald 666. 683.
Bressoir, Vogesen 59.
Brest, Frankreich 667.
Bretagne 108.
Breuschtal, Vogesen 512. 666. 814.
Briançonnais 556.
Bricco Vajlera, Piemont 481.
Brickdir, Wales 800.
Brieg, Schweiz 1293.
Brilon, Westfalen 861. 1270.
Brioude, Hte.-Loire 1474.
Bristol 1275.
Brittas Bridge, Irland 848.
Brixen, Tirol 551.
Broadford, Skye 913. 1089.
Brocken, Harz 82. 121. 341. 518. 749. 794.
Brodlar, Böhmen 1391.
Brössnitz, Sachsen 83.
Brohltal, Rheinprovinz 986.
Brokasch, Böhmen 918. 929.
Brome Mountain, Montreal 164. 401. 402.
Bromly's Cave, Tristan da Cunha 1052.
Bromo, Java 819.
Brookville, N. J. 226.
Brosso, Piemont 283.
Brotterode, Thüringen 286. 507. 521. 531. 534. 674.
Bruchhäuser Steine bei Brilon, Westfalen 863. 1326. 1331.
Bruckhaus, Schlüchttal, Schwarzwald 509.
Brudvik, Norwegen 358.
Brücklesacker, Fichtelgebirge 844.
Brüngelsberg, Siebengebirge 1354.
Brüx, Böhmen 958. 961. 969. 970. 975.
Bruneck, Tirol 561. 1514.
Brunnöer, Island 757.
Brusimpiano, Lugano 857.
Brusnik, Dalmatien 681.
Bscheidkogel, Steiermark 910.
Bscherre, Libanon 1223.
Bubenbadstein, Rhön 975.
Buch bei Hillesheim, Rheinprovinz 1410.
Buchan River, Victoria, Australien 1100.
Buchberg, Hessen 1442.
Buchenau a. d. Lahn 1210. 1230.
Buchheim, Sachsen 824.
Buchholz bei Annaberg, Sachsen 669.
Buchwald, Schlesien 671.
Buckingham, Canada 178. 385. 386.
Buck Island, Antillen 292.
Buddon Wood, England 1269.
Bühl, Lausitz 1398.
Bürresheim, Eifel 1410.
Buffalo Peak, Col. 1083.
Buhammer, Norwegen 606.
Bukowina 1068.
Bulau, Hessen-Darmstadt 1348.
Bulgerbeck-Creek, Victoria 558.
Bulladelah, Neusüdwales 1277.
Bull Cliff, Col. 979.
Bull Hill, Cripple Creek, Col. 226.
Bull Mountain, Col. 924.
Burberg bei Kaaden, Böhmen 1413.
Burg a. d. Dill 1237.
Burg bei Herborn 1273. 1330.
Burghagen 874.
Burghasungen 1469.
Burg Reichenstein, Böhmen 516.
Burgsponheimer Mühle, Rheinprovinz 1085.
Burgstadler Höhe, Böhmen 1413.
Burgstädtel, Sachsen 144.
Burgstall, Odenwald 367.
Burgstall bei Wechselburg, Sachsen 824.
Burgviertel, Odenwald 352.
Burgwald bei Magdeburg 1183.
Burkardswalde, Sachsen 112.
Burnt Basin, Brit. Columbia 588.
Burrito muerto, Argentinien 750.
Buschhorn bei Neuenhain, Hessen 1183. 1217. 1257.
Buseck, Schwarzwald 289.
Bushman's Hoek, Kapland 1266.
Butte Co., Kalifornien 682.
Buttermühle, Fichtelgebirge 1234.
Buttingdon, Wales 1259.
Buttlar, Rhön 1395.
Bygalore, Neusüdwales 1414.
Bygdin-See, Norwegen 378.
Bygdö, Christiania 534.
Byk, Kaukasus 911.
Byrock, Neusüdwales 1414.
Bysjön bei Åfvida, Schweden 53. 77.

Cabeça de Vaca, Chile 292.
Cabezo de Azas, Carthagena 1005.
Cabezo de la Atalaya, Carthagena 1005.

Cabezo del Agudo, Carthagena 1005.
Cabezo de Roche, Carthagena 1005.
Cabezo Felipe, Carthagena 1005.
Cabezo Rojado, Carthagena 1005.
Cabezo Ventura, Carthagena 1005.
Cabo de Gata, Spanien 831. 910. 915. 1047. 1049. 1051. 1060. 1063. 1066. 1079. 1104. 1478.
Cabo Frio, Rio de Janeiro 150. 159. 197. 199. 217. 246. 395. 402. 408. 409. 596. 616. 618. 686. 1384.
Cadgewith, Cornwall 468.
Cadinbrut, Tirol 536.
Caemawr, Anglesey 460.
Caernarvonshire 460. 503. 812. 848.
Caillaouas-See, Pyrenäen 55.
Cainsdorf, Sachsen 1102.
Cairngorme, Schottland 79.
Cajon de la Punta Negra, Argentinien 750.
Calabozo-Schlucht, Chile 63.
Calabrien 563.
Calabrito, Roccamonfina 1387.
Calagrande, Italien 468.
Calamajuet, Kalifornien 1186.
Calangues de Piana, Korsika 76.
Caldas, Minas Geraes 190. 197. 693.
Caldas, Monchique 212. 253.
Caldeira, Fayal 1110.
Caldeira das Sete Cidades 1110.
Callwiesweiher, Idartal 1226.
Calvarienberg bei Fulda 1206. 1295.
Calvarienberg bei Poppenhausen, Rhön 1393. 1394.
Camaldoli, Neapel 903, 920.
Camas Daraich, Skye 1288.
Camborn, Cornwall 102.
Camel's Hunch, Mount Macedon, Victoria 614.
Camel Mountain, Col. 1261.
Camiguin, Philippinen 1050.
Caminino, Maremme 785.
Campanario, Palma 1400.
Campanien 949. 950.
Campiglia del Marmore 763.
Campiglia Maritima 517. 758. 762. 785. 1227.
Campione, Lugano 1072.
Campo grande, S. Antão 1440.
Campo Mayor, Portugal 279. 532.
Campton Falls, N. H. 1251.
Canada 323. 324. 334. 341. 353. 362. 379. 384. 385. 410. 618.
Canalinseln 59.
Canaria 976. 1381.
Canarien 961. 967. 970. 1353.
Caniga bei Sassari, Sardinien 1520. 1521.
Cañadas Berge, Tenerife 1118.
Cañada Honda, San Luis 1111.
Cá Nora, Lugano 857.
Cantal 818. 967. 1109.
Canzacoli, Tirol 179. 599. 604.
Cap Blanc, Algier 787. 1003.
Cap de la Chèvre bei Brest 1309.
Cape Ann, Mass. 140. 527.
Cap Lizard 468.
Cap Marsa, Algier 757. 1003.
Capo alla Cuculla, Korsika 77. 849.
Capo di Bove 1408.
Capraja 1360.
Cap Sines, Portugal 671.
Cap Verde-Inseln 965. 976. 1185. 1205. 1426.
Carboneras, Spanien 1079. 1083.
Carizalejo, Spanien 758. 1003.
Carlberg bei Stockholm 1280.
Carlingford, Irland 353. 519. 1202.
Carlton Hills, Schottland 891. 922. 956. 1223.
Carmelo-Bay, Kalifornien 45. 1091.
Carnearny, Irland 762.
Carn Gelli, Wales 848.
Carona, Lugano 1072.
Carpenter Creek, Montana 298.
Carrick Mountain, Irland 279.
Carrigmore, Irland 293.
Carrock Fell, England 328. 336. 338. 342. 343. 362. 386. 518. 1280.
Carthagena 784. 1005. 1399.
Casaboni, Italien 785.
Casa Branca, Portugal 629.
Casa Creme, Südalpen 1280.
Casaes, Monchique 199. 211.
Casaes do Callado, Portugal 431.
Casafredda, Italien 931.
Casal Collina, Italien 781. 989.
Casal Sconfitta 981.
Cascade de Tourci, Frankreich 1109.
Cascade de Vals, Velay 1276.
Cascade Mine, Ontario 385.
Cascade Range, Canada 1510.
Cascata, Serra dos Poços de Caldas, S. Paulo 548.
Cassel 1168.
Castagneto, Maremme 763.
Castel bei Prims 1085.
Castel d'Ischia 898. 901. 923.
Castel Gomberto, Italien 1471.
Castellamonte, Piemont 482.
Castellina maritima, Italien 484.
Castello Branco, Fayal 926. 1110.
Castelrutt, Tirol 823. 828.
Castelvecchio, Italien 1183.

Castle Montains, Montana 289.
Catamarca, Argentinien 750. 755. 759. 811. 1112.
Catanzaro, Italien 113. 559.
Cava di Campozillone, Roccamonfina 931.
Cavalese, Tirol 827.
Cavalotti, Ligurien 763.
Cayambé 1067.
Cazerras, Aragon 1241.
Ceati Creek, Victoria 60.
Cebrischberg bei Radigau, Böhmen 1391.
Cecil County, Maryland 56.
Cedar Park, Arkansas 596.
Celebes 606. 765. 1052. 1082.
Celinac, Bosnien 286.
Celleiro, Asturien 567.
Cemetery Hill, Montana 538.
Centerville, N. Y. 351.
Centralamerika 1052. 1060.
Cerebriansky, Ural 331. 346.
Ceri, Italien 785.
Cernosin, Böhmen 1413.
Cerrito de Avila, Salvador 1012.
Cerritos Hills, Neu-Mexiko 1051.
Cerro Alto, Cabo de Gata 784.
Cerro Chachani, Anden 1081.
Cerro da Posada, Monchique 211.
Cerro de Cunchique, Anden 1081.
Cerro de Don Prajido, San Luis 1111.
Cerro de Guadelupe, Mexiko 1189.
Cerro de las Navajas, Mexiko 759. 761. 806. 834.
Cerro de las Yeguas, Cabo de Gata 1010.
Cerro del Morro, San Luis 1111.
Cerro del Noble, Cabo de Gata 1003.
Cerro del Valle, Argentinien 1111.
Cerro de Madera, Argentinien 1427.
Cerro de Mercado, Mexiko 843.
Cerro de Ramos, Mexiko 915.
Cerro de S. Pedro, Monchique 200. 246.
Cerro de Zapaton, Spanien 831.
Cerro Largo, San Luis 1112.
Cerro Monje, Cabo de Gata 784.
Cerro Negro, Argentinien 559.
Cerro negro de Mayasquer 1011. 1067.
Cerro Rellano, Cabo de Gata 1003.
Cerro San Miguel, Mexiko 1257.
Cerros blancos, Argentinien 565.
Cerros Pelados, Cabo de Gata 760. 784.
Cerro Tomalasta, San Luis 1111.
Cervetri, Italien 753. 759. 914. 915.
Cesano Torinese, Piemont 585.
Cevia-Grube, Piemont 349.
Cezimbra, Portugal 429. 431.
Chachani, Anden 1057.
Chada Mula, S. Thiago 1440.
Chalcidice 341.
Chalifa, Land Yemen 76.
Challis, Idaho 867.
Chalk Hills bei Salem, Madras 478.
Chalk Mountain, Leadville, Col. 750. 754. 755. 765.
Chalk Moutain, Summit Co., Col. 783.
Challes bei Stavelot, Ardennen 1229.
Champ du Feu, Unterelsaß 656.
Champ St. Veron, Ardennen 1232.
Chandray, Vogesen 479.
Changé, Frankreich 865.
Chapas de Marbella, Spanien 57.
Chara Kora, Kaukasus 912.
Chardonnet, Frankreich 556.
Charlotte, N. C. 850.
Charnwood Forest, England 67. 1232.
Charwatberg bei Laun, Böhmen 1412.
Chassagne, Cantal 1109.
Chastel, Cantal 1109.
Château d'Oex, Waadt 1274.
Château Lambert, Vogesen 1232.
Châteauneuf, Frankreich 909.
Château noir, Frankreich 922.
Chatham, Quebec 761. 800.
Chaudefour, Mont Dore 919.
Chaudegroles, Velay 929.
Chaux-Montgros, Frankreich 925. 970.
Cheesewring, Cornwall 57.
Chemnitz, Sachsen 823.
Chenalets, Velay 925.
Cheren, Abessynien 76.
Cherry Creek, Oregon 1261.
Cheviot Hills 53. 66. 122. 1084. 1104.
Cheylades, Cantal 1109.
Chichagof Peak, Alaska 533. 564. 1114.
Chiclana, Cadiz 1243.
Chico, Mexiko 831.
Chihuahua, Mexiko 1218.
Chiles, Columbia 1007. 1067.
Chimboraço 1081.
Chingo, Guatemala 1194.
Chio, Tenerife 1346.
Chiriqui, Centralamerika 1062. 1088.
Chisone-Tal, Piemont 96.
Chlumberg, Böhmen 1413.
Choa, Somaliland 761. 855.
Chomi, Kaukasus 1092.
Christiania 77. 82. 110. 111. 115. 537. 540. 1301.
Christianiafjord 163. 534. 931.
Christina Lake, Brit. Columbia 427.
Christmas Harbour, Kerguelen Land 1315.
Chugchilan, Ecuador 290.
Cierp, Pyrenäen 1312.
Cierva, Asturien 566.

Cima Baione, Südalpen 562.
Cima della Bioula, Val Savaranche 275.
Cima Lagolunga, Südalpen 552.
Ciminisches Gebirge 980. 1398.
Cingolina, Euganäen 143. 353. 911.
Ciona, Lugano 1072.
Circular Head, Tasmanien 1359.
Ciudad de Rocas, Mexiko 843.
Ciudad Real, Spanien 1447.
Civita Castellana, Viterbo 1376. 1389.
Civita Cattolica, Italien 1388.
Clachan Hill, Argyleshire 680.
Clarée-Tal, Briançonnais 556.
Clark's Peak, Col. 94.
Clarno's Ferry, Oregon 1043.
Clear Lake, Nevada 833.
Cleoba Alp, Südalpen 595.
Clermain, Frankreich 1216.
Clermont Ferrand, Auvergne 667.
Cleurie, Vogesen 479, 661.
Cleveland, England 1218.
Cliergues, Mont Dore 894.
Cligga Head, Cornwall 102.
Clipperton Atoll 948.
Cloof bei Capetown 1226.
Cnoc-na-Droighin, Schottland 74. 1508.
Cnoc-na-Sroine, Schottland 148. 183. 223. 242. 643. 1507.
Coal Creek, Nevada 1053.
Coast Range, Columbia 56.
Cobargo, Neusüdwales 283.
Cobourg, Canada 229.
Cockfield, England 1218.
Coigach, Rossshire 1508.
Coimbatore, Madras 141. 160.
Col de Bussang, Vogesen 666. 673.
Col de Cadines, Ariège 57.
Col de la Croix de Fer, Frankreich 922.
Col d'Eret, Ariège 1513.
Col de Menthe, Pyrenäen 1241.
Col de Salto, Korsika 76.
Colditz, Sachsen 871.
Cold Spring, 40th Parallel 867.
Colesberg, Südafrika 1265.
Colle di Mesoncles, Piemont 267. 275.
Collio, Val Trompia 555.
Collo, Algerien 474.
Colmnitz, Sachsen 788.
Colombaja, Elba 113.
Colonna di Monterosso, Italien 1109.
Coloradillos, Cabo de Gata 1010.
Colorado, U. S. A. 1065.
Columbia N. H. 145. 157.
Columbia, Südamerika 996. 1040. 1048.
Columbrete-Inseln 889. 895. 898. 938. 973. 1316. 1356.
Columbus, Ohio 547.
Combarieu, Mont Dore 975. 1109.
Combenègre, Cantal 1109.
Comende, San Pietro bei Sardinien 839.
Comères-en-Seix 1513.
Commerson, La Réunion 1183.
Conant Creek, Yellowstone Park 1490.
Conca di Baitone, Südalpen 561.
Conca, Roccamonfina 931.
Concord, N. H. 59.
Cone Butte Mountains, Montana 538.
Connecticut 287. 1207. 1213. 1279.
Conny Island, Salem, Mass. 539.
Conradsreuth, Fichtelgebirge 474.
Conway, Wales 865. 866. 1258.
Cook Inlet, Alaska 286.
Coolum Mountain, Queensland 843.
Coonoor, Nilgiri-Berge, Ostindien 354.
Cooroy, Queensland 1111.
Coppaeli di Sotto, Umbrien 1489.
Copper Mountain, Alaska 70.
Coquimbo, Chile 684. 671.
Corazon, Anden 1081.
Corbet, Martinique 1074.
Corbitz, Sachsen 750.
Corio, Piemont 471.
Coripe, Cadiz 1243.
Cornimont, Vogesen 62.
Cornone, Südalpen 303.
Cornwall 50. 56. 59. 102. 110. 354. 382. 506. 520. 525. 756. 758. 1232. 1290.
Corsept, Loire-Inférieure 180.
Corsica 464. 468. 592. 809.
Corte grande, Monchique 623.
Corven, Wales 944.
Cortlandt Co., N. Y. 270. 280. 286. 309. 322. 326. 328. 336. 345. 348. 351. 362. 374. 460. 479. 483.
Coseguina, Costarica 1064.
Cossato, Piemont 559.
Cossmannsdorf, Sachsen 678.
Costa di Venicola, Pantelleria 1116.
Costarica 413. 429.
Costella, Tirol 536. 598.
Costone di Zendola, Südalpen 562.
Côtes-du-Nord 759.
Côte St. Pierre, Canada 327. 344.
Cotocachi 1007. 1081.
Cotopaxi 1051. 1067. 1081.
Cottonwood Creek, Montana 148. 1352.
Cottonwood Gulch, Col. 466.
Coul More, Schottland 148.
Coupet, Velay 1319.
Covão, Capverde-Inseln 1438.
Cowles, Montana 1503.
Craftsbury, Vermont 92.

Craig House, Schottland 680.
Crandall Basin, Yellowstone 1112. 1351. 1489.
Crassa, Böhmen 1455.
Crater Lake, Yellowstone Park 1007. 1182. 1189. 1193. 1257.
Crawfordjohn, Schottland 481.
Crazy Mountain, Montana 161. 193. 204. 412. 419. 538. 613.
Crescent Peak, Col. 1261.
Cressy-sur-Somme, Morvan 1099. 1311.
Cripple Creek, Col. 241. 1105. 1516. 1519. 1522. 1523.
Crittenden County, Kentucky 453.
Croce de San Martino, Italien 1389.
Crock, Thüringen 908.
Croix de Cassini 783.
Croix de Ste. Tanoque, Frankreich 472.
Croix Morand, Auvergne 1204.
Croizet bei Thiézac, Cantal 844. 1109.
Cro' nest, Hudson 690.
Crooke River, Victoria 287.
Cross Fell, England 1100, 1178.
Crowbyar Creek, Neusüdwales 1365.
Crown Hill-Grube, Canada 420.
Crozet, Auvergne 1205.
Cruger's Station, Hudson 280. 387.
Crutweiler, Rheinprovinz 1308.
Crystal Falls, Michigan 1276.
Cserhat, Ungarn 1083. 1089.
Csibles, Ungarn 1075.
Csicso, Siebenbürgen 1003.
Csik Magos, Ungarn 1079.
Csodsberg, Ungarn 1063.
Cudden's Tucks, Schottland 1084.
Cuddia Patita, Pantelleria 1116.
Cuesta de Camera. Argentinien 1112.
Cuesta de Ocay, Argentinien 1048.
Cuileo, Sierra Madre 913.
Cuma, Phlegräische Felder 1386.
Cumbal, Anden 1011.
Cumberland, Rh. J. 362.
Cumbre Pass, Argentinien 1061.
Cunsdorf bei Greiz 1331.
Cura, Venezuela 1474.
Curaçao 1287.
Curilche, Anden 1090.
Custer Co., Col. 137. 138.
Custiembres, Argentinien 1274.
Cuyamastal, Kalifornien 433.
Cwm-mawr, Shropshire 1331.
Cwm-y-Glo 865. 866.
Cyaneen bei Konstantinopel 1088.
Cyclopeninsel bei Catania 1202.
Cypern 463.
Czerwenitza, Ungarn 1078.
Cziklowa, Banat 293. 304.

Dachberg bei Rasdorf, Rhön 1191.
Dahamis, Sokotra 76. 594.
Dahlen, Westerwald 917. 1107.
Dalekarlien 62. 205. 338. 1238. 1250. 1271.
Dalnaja Gora, Ural 291.
Dalsland 1249.
Dameridagh, Kaukasus 66.
Dammühle bei Strehlen 46.
Danbyborough, Vt. 690.
Dargo, Victoria 701.
Darjeeling, Bengalen 455.
Darmstadt 1251. 1449.
Dartmoor, England 111. 124. 127. 671. 765.
Dasenberg bei Warburg 1469.
Daumberg, Odenwald 751.
Daun, Eifel 1390.
Dauner Maar 1469.
Dautli, Ostbalkan 1400.
De Beer Mine, Südafrika 456.
De Bruyne-Sund, Franz-Josephsland 1261.
Deckertown, N. Y. 696.
Deer Creek Meadows, Kalifornien 760.
Deerfield 1251.
Dee-Tal, Wales 944.
Defregger-Tal, Tirol 282.
Degghartо, Abessynien 1003.
Degnershausen, Harz 1308.
Dehesa, Kalifornien 372.
Delarof Harbour, Alaska 1105.
Delen, Kordofan 49.
Demavend 900. 903. 914.
Demend bei Erlau, Ungarn 1009.
Deneschkin Kamen, Ural 14. 371. 405. 475. 481. 680.
Derbyshire 1189. 1226. 1320.
Dermbach, Rhön 1395.
Dernbach, Westerwald 917.
Derry Lodge, Aberdeen 74.
Dersdorf, Rheinprovinz 1225.
Desolation Creek, Oregon 478.
Desolation Island, Cap Horn 590.
Dettingen bei Urach 1458.
Detunata, Siebenbürgen 1263.
Deutsch-Ostafrika 48. 903. 961.
Deutsch-Paulsdorf, Lausitz 1412.
Devils Gate, Washoe 1003.
Devin bei Wartenberg, Böhmen 1455.
Dhibon 1194.
Diana, N. Y. 70.
Dicksonhafen 701.

Dieburger Weg, Darmstadt 1441.
Diego Suarez, Madagaskar 626. 976.
Dietesheim, Maintal 1217.
Dietzenbach, Hessen-Darmstadt 918. 1441. 1468.
Dietz, Nassau 1272.
Difelder Stein, Eifel 1410.
Digoed, Wales 865. 866.
Dillenburg, Nassau 1167. 1207. 1210. 1230. 1234. 1247. 1271. 1329.
Dillingsö, Christianiafjord 367.
Dilln bei Schemnitz, Ungarn 1060.
Dimala-Pass, Sokotra 540.
Diokhoul, Senegal 919.
Dippach, Rhön 1395.
Dipper's Head, Arran 1244. 1360.
Disko-Bucht, Grönland 337.
Dissentis, Schweiz 350. 382.
Ditró, Siebenbürgen 197. 203. 207. 209. 222. 224. 249.
Dittersdorf, Erzgebirge 669.
Dixville Notch, N. H. 685. 688.
Djadjur, Armenien 1066.
Djambong, Sumatra 892.
Djampang Kulon, Sumatra 565. 1315.
Djebel Dokhan, Ägypten 1070.
Djebel Filfila, Algier 51. 74.
Djebel Ishan, Arabien 812. 1110.
Djebel Kubeker, Sokotra 537.
Djupadal, Schweden 1315.
Djutsa, Kaukasus 857.
Djutzkaia, Kaukasus 911.
Dobern, Böhmen 1390. 1413.
Doboj, Bosnien 1229.
Dobranka, Böhmen 1348. 1378. 1397. 1475.
Dobrawitzer Hügel bei Teplitz 1413.
Dobrentz, Böhmen 1391.
Dobritz, Sachsen 625. 750. 814. 824.
Dobrudscha, Rumänien 1287.
Dobschau, Ungarn 289. 464.
Docenova bei Schemnitz, Ungarn 1065.
Dockweiler, Eifel 1409.
Dönjo Buru, Ostafrika 840.
Dönjo Ngai, Ostafrika 1435. 1436.
Dönjö Nyuki, Ostafrika 978.
Dörnburg, Hessen 1469.
Dörrenhof, Rhön 1393.
Dognacska, Banat 293.
Dohna, Sachsen 636.
Doko, Abessynien 930.
Dolgelly, Wales 1271.
Dollerental, Vogesen 1232.
Dolmesberg, Hessen-Darmstadt 1183. 1276. 1356.
Dolnja Lubkowa, Banat 293. 565.
Domadalshraun, Island 837.
Domo Larabval, Ostafrika 1344.
Donaueschingen 559.
Donézan, Frankreich 100.
Donnersberg, Pfalz 790.
Donoratico, Italien 753. 765.
Dora-Tal 96.
Dorfer Alpe, Tirol 476.
Dornkopf, Harz 1305.
Doss Cappello, Tirol 604.
Douarnenez, Frankreich 1211. 1322.
Drachenfels, Siebengebirge 903. 916.
Dragalica Monastir, Balkan 286.
Drahonin, Mähren 83.
Drakenberge, Kapland 1190. 1208.
Drammen, Norwegen 72. 77. 78.
Dramont, Var. 564.
Drazeg Etter, Algier 1003.
Drebach, Erzgebirge 678.
Drecktal, Harz 1308.
Dreihausen, Hessen 1297.
Dreisbach, Rheinprovinz 1095.
Drumadoon Point, Arran 757. 760.
Drumont, Vogesen 83.
Drusetal, Thüringen 329.
Dry Lake, Nevada 1007.
Dry Water Course, Ascension 867.
Dschedscherud, Persien 1099.
Dubnik, Serbien 1064.
Dubringer Berg, Sachsen 108. 584.
Dürben, Schwarzwald 513.
Dürnstein, Niederösterreich 468.
Dürre Fichte, Riesengebirge 504.
Dürrenwaidt 669.
Dürrmäulerberg bei Duppau, Böhmen 1410. 1439.
Dürrmorsbach, Spessart 670.
Du-Lièvre-Fluß, Canada 178.
Duluth, Minnesota 327. 338. 363. 1270.
Dumkuhlental, Harz 82.
Dumlidagh, Armenien 912. 1088.
Dunedin, Neuseeland 627. 978. 979. 1346.
Dungannon, Canada 219.
Dun Mountains, Neuseeland 474. 480.
Duppau, Böhmen 427. 1412. 1413.
Durance, Dauphiné 1284.
Durango, Mexiko 843.
Durbach, Schwarzwald 143.
Durham, England 1238.

Eagle Mountains, Texas 823.
East Creek, N. Y. 1333.
East Gallatin River, Montana 148. 1352.
Easter Eildon, England 967.
East Lothian, Schottland 922. 1114. 1364.
East Moreton, Queensland 843. 928. 930. 1111.

East Peak, Montana 419.
Ebbe-Gebirge, Westfalen 846.
Eberbach bei Colditz, Sachsen 824.
Eberbach, Lausitz 1234.
Eberhaidekopf bei Klein-Schmalkalden 1096.
Ebernburg, Rheinpfalz 1515.
Ebersdorf, Thüringen 1213.
Ebersteinburg, Schwarzwald 1312.
Ebsdorfer Grund bei Marburg 1206.
Echassières, Gard 102.
Eckenstein bei Daseburg 1469.
Eckersweiler, Rheinprovinz 1094.
Edda Gijorgis, Abessynien 615. 626.
Edelmannskopf, Thüringen 1069.
Edinburgh 1230. 1248.
Edle Krone, Weisseritztal, Sachsen 678.
Efaté, Neue Hebriden 1209.
Eftelöt, Norwegen 609.
Egan Range, Nevada 293.
Egefjord 374.
Egersund, Norwegen 349.
Ehntal, Vogesen 794.
Ehrenberg bei Ilmenau, Thüringen 100. 120. 814.
Ehrenberg, Lausitz 1399.
Ehrenbreitstein, Rheinprovinz 1230.
Ehrenfriedensdorf, Sachsen 678.
Ehrsberg, Schwarzwald 286. 299. 324. 328. 374. 460.
Ehrwald, Tirol 701.
Eibenstock, Sachsen 15. 50. 54. 57. 124. 764.
Eichamwand, Prägraten, Tirol 476.
Eichberg bei Höflitz, Böhmen 1475.
Eichberg bei Rothweil, Kaiserstuhl 983.
Eichberg bei Tetschen, Böhmen 1390.
Eichert bei Leiselheim, Kaiserstuhl 1398.
Eichgraben bei Zittau, Sachsen 1361.
Eichhagen, Westfalen 846.
Eifel 966. 1422.
Eigg 1104.
Einsiedel, Odenwald 511.
Einsiedler-Tal, Siebengebirge 949.
Eisacktal, Tirol 278.
Eisenach 1463.
Eisenbach, Odenwald 1396.
Eisenbach, Schwarzwald 55. 59.
Eisenbach bei Schemnitz, Ungarn 293. 754. 791.
Eisenberg bei Suhl, Thüringen 1069.
Eisenbühl bei Eger 1448.
Eisenbühl bei Naila, Fichtelgebirge 1232.
Eisenhütte bei Olpe, Westfalen 846.
Eisenkappel, Kärnten 44. 299.
Eisenroth, Nassau 1230.
Eisenrüttel, Schwäb. Alb 1441.
Eisensteinberg bei Krottendorf 1439.
Ekaliut, Grönland 1253.
Ekeberg bei Christiania 931.
Ekern-See, Norwegen 77.
Ekersund, Norwegen 355. 357. 363. 374. 1268.
Eksebo, Schweden 346.
Elba 464. 468. 502. 504. 508. 511. 517. 582.
Elbingerode, Harz 518. 582. 844. 944. 1008.
Elbow Creek, Crazy Mountains, Montana 419.
Elbrus 834. 1010. 1048. 1090.
El Capitan bei Cobar, Neusüdwales 1414.
Electric Peak, Yellowstone Park 276. 291. 562. 563.
Elfdalen, Schweden 62. 298. 791. 1096.
Elfershausen, Hessen 1469.
El Guamani 830.
Eliasberg, Alaska 286.
Elk Head Creek, Col. 1261.
Elkhorn, Montana 172. 563. 1114.
Elk Mountains, Col. 1002.
Ellarebo, Schweden 346.
Ellen, Schottland 349.
Ellbogen, Schönwald 1413.
Ellgoth, Öster. Schlesien 1245. 1332.
Elliott County, Kentucky 456.
El Paso County, Col. 966.
El Rodeo Viejo, Guatemala 786.
Els, Niederösterreich 671. 672.
Elsäßer Belchen 83.
Elsner's Bruch bei Blankenburg, Harz 943.
Elvas, Portugal 532.
Embabaan, Swazi-Land 55.
Embagai-Krater, Deutsch-Ostafrika 1434.
Emungur Remaschatj, Deutsch-Ostafrika 978.
Endalausadalstindr, Island 838.
End-der-Welt-Ferner, Ortler 552.
Endhalde bei Bötzingen, Kaiserstuhl 965. 968. 986.
Endingen, Kaiserstuhl 1389.
Engare Motonj, Deutsch-Ostafrika 975.
Engaruka, Deutsch-Ostafrika 1344.
Engeln, Rheinprovinz 965. 983. 1318.
Engelhaus, Böhmen 1413.
Engelsbacher Wingerten, Odenwald 1441.
English Point, Christina Lake, Britisch Columbia 403.
Enniscorthy, Irland 111.
Enzinger Boden, Tirol 425. 484.
Episcopia, Basilicata 342.

Epomeo, Ischia 923. 936.
Epprechtstein, Fichtelgebirge 520.
Equator Ridge, Brit. Ostafrika 856.
Erbach, Odenwald 1468.
Erbendorf, Bayern 1052.
Erdbach, Westerwald 1278.
Erdschias Dagh, Kleinasien 1519.
Erigur, Madras 354.
Erlau, Odenwald 514.
Erlental bei Barr, Elsaß 108.
Erlenweg bei Darmstadt 1468.
Ersby, Finland 1168. 1356.
Erub-Insel, Torres-Straße 1269.
Erzeberg bei Ballhorn 1410.
Erzenbach, Schwarzwald 137. 140.
Erzgebirge 112. 502. 661. 666. 790. 966. 983. 1422.
Erzknott, Tirol 556.
Erzweiler, Rheinprovinz 1085. 1225.
Escaleras Berge, Ecuador 1007. 1081.
Escaminhos, Portugal 68.
Eschelberg bei Oberlistingen 1469.
Eschendorf, Rhön 959.
Eschwege, Hessen 1203. 1463.
Escourgeat, Frankreich 483.
Esculhos, Cabo de Gata 1117.
Espinazito-Pass, Argentinien 1061.
Essex Co., Mass. 148. 392. 527. 614.
Essey-la-Côte, Frankreich 1441.
Essigberg bei Cassel 1469.
Essimingori, Deutsch-Ostafrika 924.
Essingen, Schwäb. Alb 1458.
Etang Salé, La Réunion 902.
Etinde Vulkan, Kamerun 1410. 1423. 1427. 1435. 1438.
Etival, Vogesen 510. 512.
Ettringer Bellerberg, Laacher See 696.
Euba bei Sersfeld, Rhön 1378.
Euganäen 804. 817. 903. 1186. 1206.
Eulenbis, Rheinpfalz 1104. 1225.
Eulengebirge 352. 354.
Eumundi, Queensland 1111.
Eup, Hte. Garonne 1242.
Eureka District, Nevada 505. 510. 511. 754. 764. 1007. 1067. 1189. 1256. 1261.
Eveslag-tschorr, Kola 232.
Evisa, Korsika 77. 849.
Ewighausen, Westerwald 917. 972.
Eycott Hill, England 386. 1269.

Fär-Öer 1217.
Fagerhult 346.
Fagersheim, Norwegen 163.
Fagranes, Island 760.
Fahrenbusch bei Mariendorf 1469.
Fair Head, Antrim, Irland 1208.
Falcon Clints, Durham 1310.
Falkenberg bei Tetschen 1390.
Falkendorf, Böhmen 694.
Falkenhecke, Habichtswald 1411.
Falkenstein, Fichtelgebirge 557. 669.
Fallagueira, Portugal 431.
Falschauer Bach, Tirol 555.
Falun, Schweden 522.
Famatina, Argentinien 559.
Faraday Township, Canada 229.
Farallon de Pájaros, Mariannen 1082.
Fardala, Schweden 1249.
Farisvand, Norwegen 210. 595. 604. 705.
Farnberg, Rhön 1378.
Faro de Coralete, Cabo de Gata 831.
Farsund, Norwegen 356. 585.
Faucogney, Vogesen 1272. 1273.
Faurupt, Vogesen 468.
Fayal 921. 1043. 1046. 1048. 1055. 1109. 1205. 1357.
Feilitz, Fichtelgebirge 1231. 1233.
Feldberg, Eifel 1390.
Felleringen, Vogesen 118. 529. 530.
Fellhammer bei Gottesberg 760.
Felsberg, Odenwald 587. 636.
Felsberg bei Ober-Berge, Westfalen 1270.
Fenestre, Mont Dore 1474.
Feriolo, Lago Maggiore 584.
Fernando Noronha, Brasilien 241. 695. 939. 966. 976. 978. 1426. 1433.
Fernezely, Ungarn 1051. 1078.
Ferrera, Piemont 359.
Ferrera, Columbretes 938.
Festiniog, Wales 83.
Feuerberg, Eifel 1410.
Feuerland 292.
Feuersteinbuckel, Odenwald 810.
Fibbia, St. Gotthard 42. 61.
Ficarella, Korsika 849.
Fichtelgebirge 59. 62. 108. 652. 760. 951. 1192. 1280. 1331.
Fidji-Inseln 1067.
Fielden, Kentucky 454.
Figeac, Frankreich 1087.
Figgekjaer, Norwegen 181.
Finistère, Frankreich 111.
Finkenberg bei Bonn 1191. 1296.
Finland 67. 285. 340. 1178.
Fiordine bei Montefiascone, Italien 1490.
Firmerich, Eifel 1410.
Firth of Forth 1230.
Fischerinseln bei Formosa 1360.
Flammersbach, Nassau 1330.
Flechtingen-Alvensleben 764. 768. 870. 1096.
Fleimser Tal, Tirol 542. 544.

Flestand, Norwegen 357.
Fletchersfield bei Montreal, Canada 603. 691.
Floda, Schweden 1280.
Flöha, Sachsen 1069.
Flotdal, Telemarken 295.
Flottsund, Schweden 67.
Flurhübl bei Duppau, Böhmen 428.
Fobello, Lombardei 483.
Fockenberg 1226.
Föglö, Finland 1265.
Förbau, Fichtelgebirge 382.
Foitzberg bei Reschwitz, Böhmen 1410.
Fokada, Abessynien 928.
Follmersdorf, Schlesien 679.
Fond Marcel, Cantal 1115.
Fondo Riccioni, Phlegräische Felder 950.
Fonni, Sardinien 90.
Fontanaccio, Sardinien 759.
Fontana di Fiescoli, Italien 1114.
Fontana Fredda, Euganäen 911.
Fontanelle, Roccamonfina 1356. 1387.
Fonte Corbu, Sardinien 1521.
Fonte da Bica, Portugal 431.
Fontête Rouge, Pyrenäen 473.
Forcella bei Predazzo, Tirol 606. 694.
Forest of Dean, N. Y. 689.
Forêt de Freychinède, Pyrenäen 472.
Forfarshire, Schottland 118.
Fornalhas, Monchique 429. 597. 629. 693.
Fornicher Kopf bei Brohl 1410.
Forodada, Columbretes 938.
Forstberg bei Bell 987. 1410.
Fortaleza de Tigaiga, Tenerife 980.
Fortance Stane, Smrkouz-Gebirge 1088.
Fort Davis, Texas 754. 762. 840.
Fort de France, Martinique 1008. 1074.
Forte de Alqueidam, Portugal 432.
Forte di Gura, Abessynien 686.
Fortinelli, Roccamonfina 1387.
Fortuna, Murcia 1479.
Fort Wrangel, Alaska 582.
Forty Mile Creek, Alaska 588.
Foss, Norwegen 157.
Fossa Lupara, Phlegräische Felder 901.
Fossa Luparo, Bracciano 1065.
Fosso, Insel Linosa 1357.
Fourche Mountains, Arkansas 147. 161. 191. 197. 224. 691.
Fourmile Creek, Montana 765.
Foya, Serra de Monchique 147. 195. 211. 212. 246. 253. 536. 623. 693.
Fraile Grande, Cabo de Gata 1044.
Framont, Vogesen 664. 666.
Franconia, N. H. 685.
Frankenberg-Hainichen. Sachsen 1213.
Frankenstein, Odenwald 335. 337. 362. 461. 463. 568. 634. 638. 683.
Frankenwald 1280.
Franklin Furnace, N. J. 689.
Franzenstal, Böhmen 1413.
Frapelle, Vogesen 66.
Frauenberg, Breitfirst 1182. 1189. 1191. 1217.
Frauenberg, Rhön 1168.
Frauensee, Rhön 1395.
Frederikshaab, Grönland 707. 1280.
Frederikshafn 62.
Frederiksvärn 642.
Fregatteninsel, Seychellen 680.
Freiersbach, Schwarzwald 143.
Freilingen 1361.
Freisen Rheinprovinz 1094. 1101.
Fréjin, Var 556. 557. 800. 808. 1228.
French Gulch, Col. 274.
Frenchman's Hill, Victoria 278. 299. 586.
Freney, Frankreich 922.
Friedensdorf bei Marburg 1167. 1210. 1260.
Friedland, Böhmen 960.
Friedrichsroda, Thüringen 790. 808. 908. 1096.
Friedrichswalde, Sachsen 123.
Frielendorf 1277.
Fritzlar 1469.
Fronscha, Schweiz 864.
Froschberg, Siebengebirge 1039. 1055.
Frusca Gora, Serbien 464.
Fuchsmühle bei Weinheim, Odenwald 656.
Fuchsstein bei Klein-Sassen, Rhön 959
Fünfkirchen 203. 207.
Fuente de la Cueva Blanca, Tenerife 1393.
Fulda 1188.
Funabara, Japan 1208.
Furtschagl, Zillertal 476.
Furtwangen, Schwarzwald 532. 559. 668.
Futuna 1278. 1316. 1317.

Gaaskjärn, Norwegen 103.
Gabas, Pyrenäen 1241.
Gabel, Thüringen 908.
Gänsekap, Isfjord 1521.
Gärtitz, Sachsen 180.
Gailbach, Spessart 662. 670.
Gaillot, Frankreich 1087.
Gaisberg bei Dietz 946.
Gaispfadpaß, Wallis 477.
Gales Point, Salem, Mass. 162. 620.
Galgenberg bei Planitz 1082.
Galgenberg bei Zipfen-Lengfeld 1442.
Galgenleite, Fichtelgebirge 1234.

Galgenstein bei Oberklingen 1442.
Galieznaia, Kaukasus 911.
Galla-Land, Ostafrika 1456.
Gallatin Mountains, Montana 1112. 1352. 1477.
Gallenberg, Westfalen 846.
Galloway, Schottland 117.
Galluccio, Roccamonfina 1387.
Galopagos-Inseln 1315.
Game Ridge, Col. 913.
Gampåsen am Glitrevand, Norwegen 848.
Gandstock, Schweiz 1096.
Gänsehals bei Rieden 987.
Garabal, Schottland 275. 463. 1331.
Garbanzal, Cabo de Gata 1003.
Gardéolles, Briançonnais 556.
Gardiner, Me. 225.
Garditz, Böhmen 1397.
Gårdvida, Schweden 346.
Garkenholz bei Rübeland, Harz 943.
Garn Fechan, Pembrokeshire 1274.
Garofali, Roccamonfina 931.
Garraux, Pyrenäen 1242.
Gars, Niederösterreich 560.
Garsebach, Sachsen 625. 750. 824.
Gateway, Montana 347.
Gatineau River, Ontario 385.
Gatternock, Gelttal 305.
Gaujacq, Pyrenäen 1241.
Gaussberg, Antarctic 1415.
Gaute, Böhmen 605. 1432.
Gave de Broussette, Pyrenäen 768.
Gavia-Rücken, Adamello 552.
Gazelle Halbinsel, Neupommern 1508.
Gebel Gharib, Ägypten 762.
Gebel Kufara, Ägypten 762.
Gebel-om-el-Tenasseb, Ägypten 795. 1237.
Gebel Set, Hauran, Syrien 1315.
Gebweiler, Elsaß 814. 1097. 1251.
Geiersberg bei Friedland, Böhmen 966. 969.
Geisa, Rhön 1395.
Geising bei Altenberg, Sachsen 512. 514. 1412.
Gelantippy, Victoria 1204.
Gelei Vulkan, Deutsch-Ostafrika 1457.
Gelkhamar, Pantelleria 853.
Gellaberg, Schonen 1446.
Gelo, Abessynien 930.
Gelserbruck 561.
Gelttal, Tirol 305. 551.
Gengenbach, Schwarzwald 765.
Genis, Corrèze 1518.
Genna Didu, Sardinien 115.
Gentungan, Celebes 154. 224. 426. 605. 1358.
Genzungen 1469.
Georgental, Böhmen 972.
Georgios I, Santorin 1080.
Georgswalde, Lausitz 1399.
Gerardmer, Vogesen 512. 529. 790.
Gerbier de Jonc, Velay 926. 965. 975.
Germagnano, Piemont 470.
Gerolstein, Eifel 1410.
Gerona, Spanien 1357.
Gersfeld, Rhön 1362. 1393.
Geschberg, Rheinprovinz 909.
Gethürms, Vogelsberg 1206. 1277. 1279. 1466.
Gevelinghausen, Westfalen 1270.
Geyersberg bei Friedland, Böhmen 965.
Gföhl, Niederösterreich 672.
Ghadames, Tripolis 921. 961.
Ghesba Soddé, Abessynien 605.
Ghizo, Monte Ferru, Sardinien 1413.
Giandole-Tal, Piemont 96.
Giant's Causeway, Irland 1204.
Gibraltar Rock, Neusüdwales 162.
Gienberg, Rheinprovinz 1071.
Giershagen, Westfalen 1270.
Gießen 949. 1318.
Gießhübel, Böhmen 1413.
Gießhübler Berge bei Schemnitz 1004.
Gigli-Insel, Ligurische Küste 334.
Gilford, N. H. 322. 337.
Gillau, Niederösterreich 672.
Gilletberge, Galla-Land 978.
Gill Farm, Nordengland 654.
Giridih, Ostindien 384. 485.
Giromagny, Vogesen 909. 1097.
Gjerkental, Norwegen 72.
Gjona, Norwegen 595. 704.
Gjonelien, Norwegen 702.
Glade Creek, Wyo. 762. 766.
Gladkaia Sopka, Ural 590.
Glamaig, Skye 127.
Glan, Rheinpfalz 675.
Glan, Ungarn 1078.
Glasdrummon Point, Irland 522.
Glass House Mountains, Queensland 843. 856. 928.
Glaßhütte bei Schemnitz 758.
Glaßhüttenmühle bei Eberstadt, Odenwald 514.
Glatz, Schlesien 144.
Glausnitz, Riesengebirge 279.
Glavinas, Velay 925.
Gleichberg bei Hildburghausen 1205.
Gleichenberg, Steiermark 803. 811. 893. 910. 1043. 1044. 1055. 1318. 1446.
Gleichenstein, Steiermark 335.
Glencoe, Schottland 1070.

Glen Orchy, Schottland 679.
Glen Sligachan 53.
Globe, Arizona 1012.
Gloucester, Mass. 159.
Gneixendorf, Niederösterreich 377.
Goatfell, Arran 821.
Godaberge bei Abera 978.
Göda, Lausitz 1234. 1235.
Göhren, Thüringen 669.
Gökum, Schweden 1232.
Göncz, Ungarn 797. 802. 804. 810. 1075.
Goenoeng Api, Banda 1088.
Goenoeng Bantat 1414.
Goenoeng Beni, Sumatra 1314.
Goenoeng Boharis, Sumatra 353.
Goenoeng Seputan, Celebes 1054.
Goenoeng Tiga, Sumatra 565.
Gönnersbohl, Hegau 959. 966.
Görlitz 1412. 1455.
Götterfelsen, Triebischtal 825.
Götzenhain, Odenwald 1441.
Götzenstein, Odenwald 285.
Goldberg bei Goldkronach, Fichtelgebirge 1228.
Goldfield Mining District, Nevada 1261.
Goldkronach, Fichtelgebirge 1232. 1283.
Goldkuppe bei Sirmitztal, Thüringen 115.
Goldstein, Sächsische Schweiz 1455.
Golotal, Korsika 849.
Gomadingen 1454.
Gomera 976.
Gomö bei Kragerö, Norwegen 352. 363.
Goose Bay, Magelhaens-Straße 467.
Gorbaduch, Kaukasus 1082.
Gordon's Butte, Montana 419.
Gorea, Senegal 919.
Gorges an der Sèvre, Frankreich 388.
Gorxheim, Odenwald 284.
Goslar, Harz 1162.
Goslerwand bei Prägaten, Tirol 476. 477.
Goßberg bei Walsdorf 1410.
Gossosa, Abessynien 615.
Gottesgab 1439.
Gottleuba, Sachsen 71. 97.
Gottsbühren, Hessen 1182.
Gouëttal, Frankreich 285.
Gough's Island 902.
Gouré, Sudan 527.
Goyaz, Brasilien 158.
Gozzano 764.
Graahörnene, Norwegen 949.
Grabenstetten, Schwäb. Alb 1454. 1455.
Grabern, Böhmen 1413.
Gradjakan, Java 1082.
Gradoli, Bolsener See 981.
Gräfeneck bei Weilburg 1362.
Gräfental, Thüringen 1231.
Grafenberg, Württemberg 456.
Graissessac, Frankreich 524. 525.
Gråkammen, Norwegen 611.
Gran, Norwegen 399. 409. 410. 606. 607.
Granada 1081.
Gran Bassa, Monrovia 1252.
Gran Canaria 1439.
Grand Manil, Belgien 876.
Grand Piton, Martinique 1008.
Grandes Rousses, Dauphiné 557. 921. 1114.
Grangärde, Schweden 1280.
Granite Creek, Montana 483.
Grantola, Lugano 827.
Graphite City, Canada 386.
Grasdorf, Sachsen 916.
Graupen, Böhmen 525.
Gravenoire, Auvergne 1109.
Gray Butte, Montana 526.
Grayson Co., Virginia 1499.
Graz 1274.
Great Cockup, England 459.
Great Haste Rock, Salem, Mass. 195. 222.
Grebenstein 1453.
Greenland Harbour, Kerguelen 967.
Green Mountains, Vermont 405. 690.
Grefsenaas, Christiania 72. 111.
Greifenstein, Sachsen 44. 74. 105.
Greiner, Tirol 476. 484.
Grenoble 331.
Gribun, Mull 1277.
Griesenhörnli, Schweiz 556.
Griesscharte, Tirol 511. 516.
Griffin Creek, Neuseeland 1511.
Grillenburg, Sachsen 800. 814.
Grimburg bei Wadrill 287.
Grimma, Sachsen 758. 788. 790. 915.
Gringing, Sumatra 670.
Griou, Cantal 973.
Griounot 947. 973.
Grobach, Westerwald 1274.
Gröba, Sachsen 145. 177. 518.
Gröditzberg, Schlesien 1188. 1205.
Grönland 53. 68. 77. 161. 192. 206. 1182. 1231.
Grönvik, Schweden 348.
Grogn, Norwegen 336.
Gronig, Rheinprovinz 675.
Grorud, Norwegen 608.
Groß-Aruscha, Deutsch-Ostafrika 1401.
Groß-Bahoi, Nord-Celebes 1218.
Großbieberau, Odenwald 285. 514.
Großbrösern, Lausitz 1235.
Großdehsa, Sachsen 1299.
Großenbuseck bei Gießen 1319.
Großer Langenberg, Elsaß 529.

Großes Luttertal, Harz 814.
Großer Nickus 1216.
Großer Winterberg, Sachsen 1399.
Großer Ziegenkopf, Rhön 975.
Großer Zschand, Sachsen 1455.
Groß-Meseritsch, Mähren 285.
Groß-Naundorf, Thüringen 1231.
Großörner bei Hettstadt 1086.
Groß-Ostheim, Hessen 1442.
Großpriesen, Böhmen 156. 542. 695. 946.
Großsachsen, Odenwald 515.
Großschönau, Lausitz 972.
Großschweidnitz, Lausitz 1234.
Groß-Umstadt, Hessen-Darmstadt 752. 764. 765.
Groß-Venediger 56.
Grotta Ferrata, Albano 1388.
Grottoni, Roccamonfina 785.
Groveton, N. H. 537. 753.
Grügelborn, Rheinprovinz 1231.
Grüner Grat, Allalin 381.
Grünes Vorgebirge 162. 973. 976.
Grunaer Berg, Lausitz 1412.
Gruorn, Schwäb. Alb 1454.
Guadeloupe 1081.
Guagua-Pichincha 1067. 1081.
Guajara-Paß, Tenerife 959. 977.
Gualilan, Argentinien 1003.
Guanaco, Chile 818.
Guardia nueva, Anden 270. 292.
Gudensberg 1469.
Gümbelberg bei Neutitschein 1331.
Gueméné 51. 83. 116.
Gümisch-chana, Kaukasus 1082.
Günthersmühle bei Wital, Böhmen 960.
Guernsey 62. 285. 294.
Guéry, Mont Dore 1118.
Guillestre, Hautes-Alpes 1053.
Guinea 345.
Guinigada, Gran Canaria 1115.
Gullane Hill, Edinburgh 1244.
Gundershausen bei Darmstadt 1441.
Gunildrud Kolln, Norwegen 77.
Guntenschlucht, Thuner See 760.
Guömala, Schweden 67.
Guttenstein 562.
Guttin, Ungarn 1078.
Gwynn Falls, Baltimore 344. 374. 480.

Haakanbols, Schweden 63. 327.
Haberndorf, Böhmen 1183. 1390.
Haberville, N. H. 59.
Habichtswald 1318.
Hachijo, Japan 1089.
Hackbrett, Tirol 476.
Hadamar 1469.
Haddington, East-Lothian 1472.
Hadjar el Khemis, Zentralafrika 1499.
Häg, Schwarzwald 340.
Hängen bei Oberlistingen 1411.
Hänichen, Sachsen 814.
Häsengebirge, Hessen-Darmstadt 1411.
Haeskestad, Norwegen 356.
Haestad, Norwegen 356.
Hästhallerne, Schonen 1399.
Häuschenberg bei Rothwesten 1469.
Häuser Hof bei Salzhausen 972.
Hagsta Bjar, Schonen 1399.
Hagstad, Schonen 1446.
Hagtvedt, Norwegen 702.
Ha-Ha-Bay, Canada 373. 482.
Hahnenbach, Rheinprovinz 1234.
Hain, Nassau 1326. 1328.
Hairston Farm bei Lessington, N.-Carolina 373.
Haklou-See, Norwegen 702.
Halabala, Somaliland 761.
Halbmeil, Erzgebirge 1439.
Hald's Cañon, Oregon 1081.
Halle a. d. Saale 756. 765. 788. 814.
Halleberg, Schweden 1238.
Hallerstein, Fichtelgebirge 1233.
Halsbrücke bei Freiberg i. S. 274.
Hamadan, Karaghan-Gebirge 1066.
Hamburg, N. Y. 689.
Hamburger Dichtung bei Blankenburg, Harz 942. 943.
Hamertsburg, Südafrika 582.
Hammarfossen 526.
Hammerer Spitzberg, Böhmen 1455.
Hammer-See, Bornholm 1188.
Hammer-Unterwiesental, Erzgebirge 974.
Hamrefjeld, Norwegen 77.
Handschuh's Hof bei Zähringen 1441.
Hanging Rock, Mount Macedon, Victoria 64.
Hannebacher Ley 970. 983. 1426. 1438.
Hanova bei Kremnitz, Ungarn 904.
Håö, Langesundfjord 702.
Haranes, Norwegen 328.
Harau, Niederösterreich 671.
Harbach, Rhön 1206. 1219.
Harden, Neusüdwales 1414.
Hardt bei Lüttringhausen, Westfalen 846.
Hardy's Hill, Omeo, Victoria 558.
Harford, Maryland 337.
Hargitta, Siebenbürgen 1004. 1055. 1064. 1066. 1078. 1276. 1362.
Harrismühle, Oranje Colonie 1054.
Harrison, N. Y. 45. 48.
Harrisville, Adirondacks 327.
Harta Corry, Skye 370.

Hartenfelser Kopf, Westerwald 968.
Hartenrod 1162. 1267. 1273.
Hartmannshain, Rhön 1395.
Hartung, Alnö 196.
Hartvedt, Osterö 358.
Harvik, Sorö, Norwegen 336.
Harz 112. 114. 325. 328. 352. 354. 364. 481. 844. 951. 1008. 1186. 1290.
Harzburg 69. 121. 122. 336. 337. 341. 350. 364. 388.
Haselstein bei Hünfeld, Rhön 1394.
Hasenberg bei Hadamar 1410. 1442.
Hasenberg, Böhmen 1465.
Hasenbeutel bei Bodenfelde 1217.
Haslau bei Ronsperg, Böhmen 363.
Haßberg bei Kupferberg, Erzgebirge 678. 1412.
Hasselfelde, Harz 943. 1229.
Hassi-Aussert, Sahara 190. 227.
Hastings, Canada 150. 194. 202. 204. 207. 209. 226.
Hattenburg 1469.
Hattula, Finland 1292.
Haubach, Wetterau 1217.
Hauküppel bei Ballenbach 1326.
Hauraki-Goldfield, Neuseeland 803. 1082. 1105.
Hauran, Syrien 1187. 1192. 1193. 1197.
Hausdorf, Schlesien 352. 364.
Hausen 1208.
Haut-du-Faîte bei Markirch, Vogesen 512.
Hautzenberg, Bayr. Wald 15.
Havnefjord, Island 1204.
Hawaii 927. 1208. 1277.
Haycot am Brezouars, Vogesen 479.
Hayemont bei St. Dié, Vogesen 474.
Hayes River, Alaska 983.
Headquarter Mts., Oklahoma 1499.
Heard Insel 1453.
Heathcote, Victoria 1293.
Heazlewood, Tasmanien 145. 1087.
Hebbville bei Baltimore 480.
Hebriden 324. 328. 335. 342. 345. 353. 354. 369.
Hedrum, Norwegen 147. 601.
Hegau 960. 961. 963. 966. 967. 976. 988. 1422.
Heiligental, Kärnten 484.
Heilig Grab bei Hof, Fichtelgebirge 1233. 1234.
Heilsberg, Hegau 957. 975.
Heimbach, Nassau 668. 1208.
Heinekirchen 1226.
Heinrichsburg, Harz 121. 1305. 1308. 1320.
Heinrichshütte, Thüringen 669.
Heißer Stein bei Gebweiler, Elsaß 800.
Heisterberg bei St. Wendel 1251.
Heivand, Norwegen 935.
Hekla, Island 837.
Heldburg, Thüringen 958. 968. 975.
Helferskirchen, Westerwald 917. 972.
Helgoland 794.
Hellefors, Schweden 1188.
Helsingfors, Finland 582. 1237.
Helwellyn, Westmoreland 1230.
Hempla, Fichtelgebirge 1260.
Hemsbach, Odenwald 294.
Hengildalr, Island 1090.
Henkersberg bei Wernigerode, Harz 1086. 1212.
Hennberg bei Weitisberga, Thüringen 111. 115.
Henry Mountains, U. S. A. 563. 1200.
Hensinge, Finland 105.
Henyul, Siebenbürgen 1066.
Herborn 1167. 1230. 1234. 1273.
Herchenberg, Rheinprovinz 1448.
Herchweiler 1231. 1251.
Herczegany, Siebenbürgen 998.
Herges, Thüringen 507. 521. 814.
Hermsdorf, Fichtelgebirge 505.
Hernikerland, Italien 1374. 1408. 1409.
Hernösand, Schweden 73.
Heron Bay, Lake Superior 622.
Herrières bei Oloron 1242.
Herrnhut 1398.
Herstein, Birkenfeld 1306. 1308.
Herzberg, Harz 814.
Herzegowina 341. 345. 465.
Heucen-Berge, Col. Erythraea 1003.
Heum, Norwegen 595. 704.
Heusenstamm, Hessen-Darmstadt 918.
Heynewalde 1188.
Hidaka-Gebirge, Japan 83. 110. 123.
Hidden Lakes, Cascade Range, U. S. A. 1256.
High Rock, Canada 385.
Highweek, Devonshire 1331.
Highwood Gap, Montana 537. 621. 697.
Highwood Mtns., Montana 161. 419. 436. 536. 603. 606. 621. 696. 698. 1113. 1414.
Highwood Peak, Montana 148. 160. 172.
Hillestadvand, Norwegen 72.
Hillkopf, Ruhrtal, Westfalen 1310.
Himberg, Niederösterreich 671.
Himmelberg bei Bergweiler 1251.
Himmelsfürst bei Freiberg i. S. 667.
Hintergelbach, Schwarzwald 143.
Hinterohlsbach, Schwarzwald 765.
Hinterschwärzenbach, Schwarzwald 759.
Hirschberg, Siebengebirge 1106.
Hirschberg, Fichtelgebirge 1288.

Hirschkopf bei Manebach 1072.
Hitterö, Norwegen 326. 356. 585.
Hitu, Ambon, Molukken 1005. 1066. 1082.
Hjelmar-See, Schweden 1249.
Hlidarfjäll, Island 837.
Hlinik bei Schemnitz, Ungarn 804. 829. 835.
Hobart, Tasmanien 547. 1171. 1182.
Hochbohl bei Owen, Schwäb. Alb 1453. 1454.
Hochfeld, Unter-Elsaß 662. 666. 856. 1231.
Hochsimmer, Eifel 1410.
Hochstraden, Steiermark 1439.
Hochwald bei Zittau 970.
Hodritsch bei Schemnitz, Ungarn 293. 299.
Höflitz, Böhmen 1349.
Högarp, Schweden 348.
Höhlental, Auer a. d. Etsch 827.
Hölleteich, Thüringen 1069.
Höllental bei Steben, Fichtelgebirge 1272.
Höllmühle bei Penig, Sachsen 374.
Höringen, Pfalz 1225.
Hörnli bei Arosa, Schweiz 1248.
Höwenegg bei Immendingen 1448.
Hof, Fichtelgebirge 1229.
Hofaschaffenbach, Rhön 1395.
Hofgeismar, Hessen 1469.
Hofolpe, Westfalen 845.
Hogeveld, Südafrika 284. 1174.
Hogland 378. 751.
Hohberg, Odenwald 285.
Hohburg, Sachsen 790.
Hohenberg bei Berkum, Rheinpr. 404. 928.
Hohendorf, Sachsen 105.
Hohenhagen bei Dransfeld, Hannover 1185.
Hohen Hain bei Friedland, Nordböhmen 959. 966. 968. 969. 970.
Hohenhöwen, Hegau 1448.
Hohenkrähen, Hegau 975. 967.
Hohenstein, Odenwald 67.
Hohenstein, Westfalen 846.
Hohenstein, Sachsen 916.
Hohenstein bei Ilfeld, Harz 1095.
Hohenstoffel, Hegau 1448.
Hohentwiel, Hegau 241. 958. 965. 966. 968. 970. 973. 975.
Hohenwart, Steiermark 1318.
Hoher Berg bei Ofleiden 1203.
Hoher Schafberg, Böhmen 1413.
Hohe Weid bei Schriesheim, Odenwald 289.
Hohleborn, Thüringen 790.
Hohne, Harz 82.
Hohonu Range, Neuseeland 1518.
Hohwald, Vogesen 110. 121. 275. 285. 294. 512. 515. 529. 678. 788. 790. 1234. 1236.
Hokitika Range, Neuseeland 1510.
Hokkaido, Japan 83. 290. 1104.
Holaditz, Böhmen 1413.
Holbach, Siebenbürgen 940.
Holchenbach, Schwarzwald 143.
Holdersbach, Schwarzwald 143.
Holikauk, Alaska 520.
Holler, Fichtelgebirge 1326.
Hollerbach, Großvenediger 476.
Hollohaza, Ungarn 804.
Holmestrand, Norwegen 542. 931. 1363.
Holyhead, Wales 1230. 1248.
Holyoke, Mass. 1239.
Holzappel 1294.
Holzemmetal, Harz 82.
Holzhausen, Habichtswald 1469.
Holzmühle bei Limbach, Pfalz 1095.
Holzwald, Schwarzwald 143. 179.
Homberg a. d. Efze, Hessen 1182. 1183. 1185.
Homberg a. d. Ohm, Hessen 1215.
Hombressen, Reinhardswald 1217.
Homertshausen 1210. 1282.
Honan, China 680.
Hoodoo Mountains, Yellowstone 1351. 1489.
Hoof 675.
Hooper's Inlet, Dunedin, Neuseeland 151. 155. 627.
Hoosac Mountain 1055.
Hopstaedten, Birkenfeld 1101.
Horberig b. Oberbergen, Kaiserstuhl 1107.
Horensko, Böhmen 1226.
Hořenzer Berg bei Kosel, Böhmen 1413.
Horhausen, Rheinprovinz 1298.
Horna Stubua, Ungarn 828.
Hornberg, Schwarzwald 55. 1441.
Hornitos Cone, Nevada 1119.
Horny Turcek, Ungarn 1083.
Horoszki, Volhynien 329. 361.
Horperath, Eifel 1396.
Horten, Norwegen 1364.
Horterkollen, Norwegen 95.
Hosio, Japan 1012.
Hospital Point, Beverley, Mass. 399.
Hot Springs, Baranof Island, Alaska 149. 620. 1316.
Hovdeböfjeld, Norwegen 77.
Hovedö, Christiania 1236.
Hovland bei Laurvik, Norwegen 702.
Hoyazo, Cabo de Gata 1042. 1047. 1051. 1053. 1065. 1117.

Hozémont, Ardennen 338.
Hrabacov, Böhmen 1226.
Hradek, Ungarn 764.
Hrafnatinnuhraun, Island 837.
Hudson River, N. Y. 1162.
Hühnerwasen, Böhmen 1413.
Huelgoat, Frankreich 56. 83.
Hülsberg, Westerwald 917. 918.
Hünfeld, Rhön 1394. 1395.
Hüttenberg, Habichtswald 1469.
Hüttenrode 844.
Hugyustal, Ungarn 1075.
Huhtaler Widerwage, Harz 1247.
Huk, Christianiafjord 534.
Huliyar, Mysore 478.
Hummelburg bei Flockenbach, Odenwald 286.
Hundskopf bei Salzungen 1197.
Hunneberg, Schweden 1238.
Huon River, Tasmanien 547.
Hurricane Mesa, Yellowstone Park 400. 1352. 1490.
Hurricane Ridge, Yellowstone Park 327.
Husafjäll, Island 757. 1090.
Hutberg bei Leuba 1412.
Hutberg bei Petersdorf, Böhmen 1413.
Hutberg bei Pörk, Böhmen 1410.
Hutberg bei Tetschen, Böhmen 1378. 1390. 1397. 1474.
Hutten, Rhön 1196. 1276.
Hvetlanda, Schweden 321.

Iberg bei Baden, Schwarzwald 751.
Iberg, Schwyz 1274.
Ice River, Brit. Columbia 204. 229.
Ichnadampf, Schottland 271. 611.
Ickersdorf, Ungarn 464.
Icod de los Vinos, Tenerife 1357.
Idaho, Montana 347.
Idar, Birkenfeld 1101.
Idumala, Kaukasus 432.
Iferouane Aïr, Algier 528.
Igalliko, Grönland 539.
Iglawa, Mähren 672.
Iguape, Brasilien 240. 1182. 1227.
Iherria, Bengalen 455.
Ihringen, Kaiserstuhl 1389. 1468.
Iiwaara, Finland 498. 499.
Ilchester, Md. 56. 378. 483.
Ilfeld, Harz 1053. 1068.
Illa das Cabras, Guinea 948.
Iliniza 1007. 1031. 1067. 1081.
Illova-Tal, Siebenbürgen 779.
Ilmental 1069.
Ilopango-See, Salvador 1092.
Ilshma, Ural 1509.
Ilsviken bei Drontheim 97.
Iltisberge, Kiautschou 532.
Imandra-See, Kola 230. 440.
Imari, Japan 1183.
Imbabura 1048. 1067. 1090.
Imesehau, Vogelsberg 1205.
Imsbach 1225.
Imsweiler 1226.
Inchcolm, Schottland 1331.
Indefatigable, Galopagos 835.
Indian Creek 867. 1352.
Indian Peak, Yellowstone Park 400.
Indian Point, Lake Champlain 537.
Indian River, Alaska 286.
Infernillo Pass, Argentinien 1061. 1208. 1277.
Ingelsbyle, Schweden 63.
Inselberg, Thüringen 814. 908.
Inseln des Grünen Vorgebirges 1353. 1426. 1427. 1464. 1467.
Inverary, Schottland 169.
Iraçu bei Carthagena 1081.
Irland 59. 1232.
Iron Mtns., Col. 1503.
Iroude, Auvergne 790.
Ischia 890. 891. 894. 898. 901. 904.
Iseltal, Tirol 269. 551.
Isfahan, Persien 284.
Ishawooa Cañon, Yellowstone Park 1351. 1489.
Ishriff Glen, Mull 760.
Iskagan Bay, Behringstraße 842.
Island 764. 835. 1168. 1217.
Islitz bei Prägaten, Tirol 476. 477.
Itaru, Japan 1208.
Itasi, Madagaskar 1362.
Itatiaia, Brasilien 190. 603.
Itchan, Sibirien 228.
Ithaca, N. Y. 455. 468.
Itimirim, Brasilien 708.
Ivigtut, Grönland 150. 161. 233. 1250.
Ivrea, Piemont 290. 337. 345 349. 359. 383.
Izalco, Guatemala 1189.
Izu, Japan 1089.

Jablanica, Bosnien 345. 348. 362.
Jackson, N. H. 157.
Jackson, Neuseeland 466.
Jacupiranga, Brasilien 197. 217. 219. 396. 686. 1227.
Jaguary, Brasilien 396. 397. 398.
Jailadschik, Syrien 388.
Jakta-Kivy, Troas 302.
Jakuben, Böhmen 694.
Jalguba, Olonetz, Rußland 1283. 1286.
Ja-Long-Kiang, China 217.

Jalore, Velay 925.
Jangoa, Madagaskar 405.
Jan Mayen 900. 1171. 1183. 1185. 1192. 1193.
Janowitz, Schlesien 1230.
Japan 108. 832. 1063. 1067.
Jauerniker Berg, Lausitz 1412.
Java 1066. 1119. 1391.
Jefferson Co., Montana 1352.
Jerna, Schweden 558.
Jernpynten, Grönland 1193. 1254. 1257.
Jernskog, Schweden 667.
Jersey City 1239.
Jimjigorruay, Kola 241.
Jocotan, Guatemala 1012.
Johannesholm, Schweden 558.
Johanngeorgenstadt, Sachsen 768.
Johannisberg 1095.
John Day Basin, Oregon 756. 1119. 1218.
Johnny Cake Road, Baltimore 400.
Johnsens Berg, König-Karls-Land 1521.
Jolotka Massiv, Karpathen 152.
Jombo-Berg, Ostafrika 217. 701.
Jora Dovre, Norwegen 61.
Jordansmühl, Schlesien 354.
Jorullo, Mexiko 1523.
Judenrain bei Laubach, Vogelsberg 1206.
Judith Mtns., Montana 172. 526. 538. 621.
Juksporr Pass, Kola 440.
Julianehaab, Grönland 160. 202. 205. 208. 299. 233. 235. 241. 248. 615. 1250.
Julier 62.
Jullié, Mâconnais 1311.
Jumilla, Murcia 1481.
Juncaltal, Anden 63. 292.
Jungfernberg, Siebengebirge 1205. 1354.
Jungfernstein bei Nestersitz, Böhmen 694.
Junkerskopf bei Metze, Habichtswald 1410. 1469.
Jusiberg bei Neuffen, Schwäb. Alb 1455.
Jutza, Kaukasus 911.

Kaaden, Böhmen 1413.
Kadapah-Distrikt, Vorder-Indien 353.
Kadero, Kordofan 626. 637.
Kadi-Kalé, Smyrna 173. 595.
Kälsholm, Ålands-Inseln 1180.
Kärpfstock, Schweiz 1274.
Kaersut, Grönland 1333.
Kaffberg, Erzgebirge 1412.
Kahleberg bei Erbringen, Rheinprovinz 1071.
Kahler Stein bei Jakuben, Böhmen 606. 607. 694.
Kaiserstuhl 250. 963. 968. 969. 983. 1374. 1377. 1379. 1427.
Kaitais, Finland 349.
Kaithala, Vorderindien 353.
Kakoperato, Aegina 1005.
Kakoulima-Massiv, Guinea 463.
Kakulu, Kongo 1252.
Kalahandi, Ostindien 70.
Kalamaki, Griechenland 906.
Kaldalr, Island 757. 1090.
Kalembitz, Österr.-Schlesien 1245.
Kaljokkal, Kola 440.
Kaltes Tal bei Harzburg 453, 457.
Kalvola, Finland 1292.
Kamagava, Japan 274.
Kamenoi Brod, Volhynien 360.
Kamen Verch, Smrkouz-Gebirge 1051. 1089.
Kamillenberg 1410.
Kamloops, Brit. Columbia 708.
Kammegg, Niederösterreich 560.
Kammerbühl bei Eger 1448.
Kampong Ladi, Sumatra 1011.
Kampong Tambi, Celebes 1409.
Kampong Tampé, Celebes 1409.
Kan, Celebes 1358.
Kanalinseln 289.
Kangaroo Island, Südaustralien 1194.
Kangerdluarsuk, Grönland 207. 233.
Kantavu, Fidji-Inseln 1047.
Kantisang, Celebes, 1414.
Kanzelberg, Odenwald 285.
Kap Aldare 1358.
Kap Argentaro 1179.
Kap Covati bei Djibuti 841.
Kap der Guten Hoffnung 111.
Kap des Biches, Senegal 919.
Kap Douglas, Alaska 1090.
Kap Espichel, Portugal 1516.
Kap Fanshaven, Hinlopen Sund 1521.
Kapfenstein, Steiermark 335.
Kap Guardafui 594.
Kap Hammerfest, König-Karls-Land 1521.
Kap Lizard, Cornwall 340.
Kap Manuel, Senegal 919.
Kap Marsa, Algier 283. 786. 1167.
Kap Miseno 1386.
Kapnik. Ungarn 1043. 1109.
Kapnikbanya, Ungarn 1075.
Kap Nusaniwi, Ambon 1276.
Kappenstein bei Plaidt, Rheinpr. 1410.
Kap Seri, Ambon 467.
Kap Tapi, Ambon 1276.
Kapteinsmyren, Christiania 609.
Kap Thordsen, Isfjord 1521.
Kap Weißenfels, König-Karls-Land 1521.
Kap Yatau, Kiautschou 116.

Karaghan-Gebirge, Persien 811.
Karajak-Nunatak, Grönland 1266.
Karatash, Kleinasien 1065.
Karlsbad 44.
Karlshamn 814.
Karneid, Tirol 790.
Karnische Alpen 1274.
Karsa, Ostafrika 594.
Karvia, Finland 861.
Kasbek, Armenien 1051. 1090. 1263.
Kaschmir 56.
Kasli, Ural 361.
Kassa, Westafrika 194. 198. 207. 215. 216. 930.
Kasseler Ley, Siebengebirge 1205.
Kastel, Schwarzwald 834.
Katechersky, Ural 346.
Katharinenberg, Kaiserstuhl 696. 1398.
Katharinenburg, Rußland 1271.
Katharinenfeld, Armenien 1010.
Katschkanar, Ural 1331.
Katzenbergel, Böhmen 1466.
Katzenbuckel, Odenwald 398. 415. 419. 421. 439. 569. 618. 643. 896. 1347. 1365. 1423. 1425.
Katzenschneise bei Traisa 1276.
Kaufbach, Sachsen 1071.
Kaukasus 61. 834. 1066. 1090. 1205.
Kautendorf, Fichtelgebirge 844.
Kava-Deré, Kleinasien 1053.
Kawsoh Mtns., Col. 1816.
Kaxtorp-Ingefraarp, Schweden 235.
Kedabek, Rußland 341.
Kedana-Meheret, Abessynien 611.
Kedong, Britisch-Ostafrika 855.
Kedowa-Fluß, Britisch-Ostafrika 1487.
Kehreiche bei Gottsbühren 1217.
Keilberg, Spessart 670.
Kekequabic Lake, Minnesota 79.
Kelberg, Eifel 917.
Kelberg bei Passau 678.
Kelbra, Thüringen 286.
Kellerberggraben, Tirol 556.
Kellerwald 1247. 1330.
Keloet, Java 1040.
Kelso, Roxburgshire 1223.
Kemmenau bei Ems 1208.
Kempenich, Eifel 1318.
Kemtau, Erzgebirge 669.
Kenarigird, Persien 1089.
Kendal, England 671.
Kennebunkport, Me. 690.
Kentmere Valley 1120.
Kenya, Britisch-Ostafrika 217. 936. 959. 961. 969. 1257.
Kerascoet-en-l'Hôpital, Bretagne 668.
Keretsch, Persien 1099.
Kerguelen 921. 976. 1170. 1277. 1315.
Kerö bei SzamosUjvar, Ungarn 1119. 1120.
Kerzanton, Bretagne 668.
Keseibe, Libanon 1226.
Kesselberg, Schwarzwald 869. 870.
Kesselkopf, Rhön 1394.
Kesselsdorf, Sachsen 1071.
Kesselstadt bei Steinheim 1192. 1207.
Kestenthal, Harz 508.
Ketanlu, Kaukasus 1090.
Ketchikan, Alaska 70.
Kettilsfjäll, Schweden 472.
Kettle River, Britisch-Columbien 62. 149. 154.
Keweenaw, Lake Superior 344. 345. 368.
Khazé, Pantelleria 854. 1190.
Khorassan, Armenien 1061.
Kiama, Neu-Südwales 1365.
Kibo, Deutsch-Ostafrika 441. 931. 932. 934. 1344.
Kibulul, Deutsch-Ostafrika 927.
Kien-Chan, China 217.
Kieshübel bei Schemnitz 895. 1062.
Kiew, Rußland 360.
Kikuletua, Deutsch-Ostafrika 927. 1358.
Kikuyu, Britisch-Ostafrika 855. 1344.
Kilatoa, Ecuador 1011.
Kilchrenan, Schottland 169.
Kilhoan, Schottland 638.
Kilimandjaro 462. 481. 811. 903. 931. 959. 967. 1278. 1344. 1391.
Killiney, Irland 582.
Killingen, Christiania 534.
Killington Peak, Vt. 154.
Kilmacurra, Irland 279.
Kimberley, Südafrika 456.
Kimmelbach, Heuberge 1455.
Kinjal, Kaukasus 911.
Kinnekulle, Schweden 1249.
King's-Ferry, Hudson 460.
Kingston, Canada 1265.
Kinzigtal, Schwarzwald 142.
Kippie Law, East Lothian 1364.
Kirchbach, Krain 557.
Kirchberg, Sachsen 108. 110.
Kircheip, Rheinprovinz 1469.
Kirchhasel, Rhön 1208.
Kirchheim, Schwäb. Alb 1455.
Kirchhunden, Westfalen 845.
Kirianduri, Brit. Ostafrika 856.
Kirkhill, Schottland 349.
Kirkinriole, Irland 762.
Kirn, Rheinprovinz 1095.
Kirnach, Schwarzwald 60.
Kirneck, Vogesen 662. 666.

Kirschberg bei Rasdorf, Rhön 1362.
Kirschhausen, Odenwald 679.
Kirunavaara, Schweden 291. 1502.
Kis Banya, Siebenbürgen 1103.
Kishengash, Ostindien 204.
Kishyot, Abessynien 928.
Kiska, Alaska 1067.
Kis Sebes, Siebenbürgen 565.
Kisselbusch bei Löhrbach, Odenwald 144.
Kißling bei Steben, Fichtelgebirge 1234.
Kittisut, Grönland 233.
Kivisjärvi, Finland 467.
Kiwangaine, Deutsch-Ostafrika 891.
Kiwu-See, Deutsch-Ostafrika 1391. 1414. 1436.
Kjörtingholmen, Norwegen 163.
Kjose-Åklungen, Norwegen 692. 703.
Klausen, Tirol 273. 278. 280. 294. 298. 307. 337. 348. 561.
Klausenburg, Siebenbürgen 1078.
Klefva-Grube, Schweden 348.
Klein-Bahoi, Celebes 1218.
Kleine Hebriden 1048.
Klein-Iseltal, Tirol 476.
Klein-Kapplertal, Schwarzwald 464.
Klein-Langenberg, Südvogesen 529.
Klein-Ostheim, Hessen 1442.
Klein-Priesen, Böhmen 694. 695. 960. 967. 974.
Kleine Rosenau, Siebengebirge 1106.
Klein-Sassen, Rhön 975. 1394.
Kleiner Spitzberg, Erzgebirge 975. 1412.
Klepstad, Lofoten 69.
Kletschener Berg, Böhmen 1413.
Kletschner Schloßberg, Böhmen 966.
Klettigsmühle, Thüringen 669.
Klößberg bei Königswalde 1439.
Klotzberg, Böhmen 1413.
Klovereidnuten, Norwegen 103.
Knappberg bei Marklissa, Lausitz 1412.
Knoll, Fichtelgebirge 1286.
Knorre bei Meißen 175.
Knudsbakke, Bornholm 41.
Kocerad bei Prag 116.
Koeantang, Sumatra 637.
König Karls Land 1217.
Königsbachtal, Böhmen 607.
Königssee bei Saalfeld 1232.
Königswald, Erzgebirge 666.
Königswald, Rhön 1217.
Köröstal, Ungarn 1060.
Kössein, Fichtelgebirge 45.
Köttewitz, Sachsen 686.
Koflrasteralpe, Tirol 556.
Kohlberg bei Elters, Rhön 1378.
Koh-malik-do-Khand, Ostindien 1048.
Kohren, Sachsen 814.
Kojatinberg, Ungarn 1061.
Kojetitz, Böhmen 1439.
Kokaze, Japan 1083.
Kola 192. 194. 202. 205. 207. 211. 216. 230. 542.
Kolantziki, Griechenland 1005.
Kollenberg bei Ziegenhain 1258.
Kollnitz, Kärnten 1295.
Kolmakof, Alaska 603.
Kolmer Scheibe, Böhmen 1348. 1349. 1398. 1474.
Kolsaas, Norwegen 1363.
Kolter, Fär-Oer 1171.
Komnäs, Norwegen 609.
Konga, Schweden 1207. 1264. 1265.
Kongsberg, Norwegen 77.
Konung Oskarshamm, Schweden 1259.
Kook Angnertunek, Grönland 1254.
Kootenay Distrikt, Brit. Columbia 14.
Kopp bei Birresborn 1410.
Korbitz, Sachsen 825.
Korea 753. 760.
Korgon, Altai 797. 1001.
Korinth 471.
Kornberg bei Erbendorf, Bayern 1013.
Korpitzsch, Sachsen 824.
Korsuni, Gouv. Kiew 66.
Kortfors, Schweden 89.
Kos 902.
Kosel, Böhmen 1413.
Kosinetz, Böhmen 1226.
Kosk Creek, Kalifornien 1362.
Kosseir, Abessynien 930.
Kostalov, Böhmen 1223.
Kostenblatt, Böhmen 918. 973. 1205. 1390. 1413.
Koswa, Ural 346. 350. 353.
Koswinsky Kamen, Ural 346. 475. 482. 638.
Kotlenik, Serbien 1004.
Kottmarsdorf, Lausitz 1234.
Kozelniker Tal bei Schemnitz, Ungarn 1004.
Kozleny, Böhmen 683.
Kozlou-Dagh, Troas 811.
Kozuke, Japan 1089.
Kragerö, Norwegen 352. 354.
Krakatau 1082.
Krater Bouchet, Velay 1319.
Kratzenberg bei Cassel 1469.
Kraubat, Steiermark 474.
Krebsbachtal, Harz 121.
Kreidach, Odenwald 284. 285. 661.
Kremenize, Volhynien 567.
Kremnicka, Ungarn 795. 803. 911.

Kremnitz, Ungarn 1051. 1063. 1064. 1078.
Krems 465.
Kreuzberg bei Bischofsheim, Rhön 960. 965. 968. 974. 1205.
Kreuzberg bei Planitz, Sachsen 1282.
Kreuznach, Rheinprovinz 750. 1094.
Krishnigari, Madras 354.
Kristinehamm 351.
Krivoi Rog, Rußland 682.
Krötenloch bei Schwarzbach, Riesengebirge 91.
Kroh, Böhmen 1413.
Kronhübel bei Bensen, Böhmen 1349.
Kronsburg, Schweden 362.
Krüther Schloßberg, Vogesen 83.
Krufter Humerich, Rheinprovinz 1410.
Kruhanken bei Wartenberg, Böhmen 1455.
Krumau, Niederösterreich 672.
Kubatschkaberg bei Praskowitz, Böhmen 964.
Kuckstein, Siebengebirge 917.
Kühlenberg, Ruhrtal, Westfalen 1330.
Kühlsbrunnen, Siebengebirge 404. 695. 899. 929.
Küllreuth, Fichtelgebirge 1234.
Kühruh bei Traisa 1276.
Kürenz bei Trier 1184. 1234. 1236.
Kuhlenberg bei Silbach 1310.
Kuhrud, Persien 284.
Kuisaari-Hoolme, Finland 349.
Kula, Lydien 1361.
Kullen am Kattegat 48.
Kulvi, Sardinien 1257.
Kumerngit, Grönland 240.
Kunau, Erzgebirge 669.
Kundratitz, Böhmen 1223. 1413.
Kunkelkopf 1410.
Kuolajärvi, Finland 571. 1518.
Kupferberg, Schlesien 759.
Kupferberg, Fichtelgebirge 1233.
Kupferberg bei Wipperfürth, Westfalen 846.
Kuppelwiesenferner, Tirol 556.
Kursewi, Kaukasus 432.
Kuskokwim, Alaska 520. 533. 603.
Kutais, Kaukasus 432.
Kutelika, Salomon-Inseln 921.
Kuttinar, Pantelleria 853.
Kvellandstrand, Norwegen 356.
Kvelle Kirke, Norwegen 595. 604.
Kvelsvik, Norwegen 595.
Kvernen am Ekeberg, Christiania 931.
Kyalarderessi, Troas 811.
Kyffhäuser 69.
Kyllerskopf 1410.
Kyry Nor, Mongolei 1279.
Laacher See 900. 903. 904. 925. 940. 949.
Laaven, Langesundfjord 642. 643.
Laboulture, Queensland 930.
Labrador 358.
Labyrinthenhof, Fichtelgebirge 1272.
Lacaune, Frankreich 525.
Lac d'Aydat, Auvergne 285. 298.
Lac de Guéry 1115.
Lac de Lherz 483.
La Colonetta, Cimini 1114.
La Culata, Canaria 1393.
La Fresse, Vogesen 1272.
La Garde 1074.
Lagoa do Congro, S. Miguel 926. 1205.
Lagoa do Fogo, S. Miguel 926. 937. 939. 940. 1110.
Lago d'Arno, Adamello 301. 552. 637.
Lago de Vico bei Viterbo, Italien 982.
Lago Maggiore 345. 349. 760. 790. 1041.
La Grande Fosse bei Senones, Vogesen 1101.
La Guardia, Ponza 898.
La Hingrie, Weilertal, Vogesen 666.
Laifour, Ardennen 863. 1292.
Laillet, Martinique 1074.
Laká, Island 1171.
Lakarp, Schweden 235. 236. 237.
Lake Baringo, Brit. Ostafrika 929.
Lake Canandaigua, N. Y. 689.
Lake Champlain, N. Y. 359. 360. 362. 527. 535. 690. 1167. 1260.
Lake Co., Calif. 832.
Lake Cudgellico, Neusüdwales 1414.
Lake District, England 511. 663. 749. 764. 1009.
Lake Kenogami, Canada 368.
Lake St. John, Canada 368.
Lake Superior 520. 1227. 1231. 1251. 1290.
Lamar River, Yellowstone Park 1351.
La Martinique 1118.
Lambay bei Dublin 1270.
Lamlash, Arran 1277.
La Morette, Var 753.
La Motte, Var 474.
Lampersdorf, Schlesien 289.
Lana, Tirol 555.
Landeck, Tirol 555.
Landeck, Schlesien 659. 679.
Landeck, Rhön 1394.
Landesgemeindethal, Sachsen 1456.
Landeshut, Schlesien 1001. 1094. 1095.
Landewednack, Cornwall 382.
Landriga bei Sassari, Sardinien 1520.
Landsberg bei Barr, Elsaß 285. 294.
Land's End, Cornwall 968.

Landsknechtsberg bei Ullitz, Fichtelgebirge 1326.
Landskrone, Mähren 285.
Långban, Schweden 108.
Langefluh, Allalin 381.
Langen bei Darmstadt 1441. 1468.
Langenbach, Thüringen 863.
Langenberg bei Vielbach, Westerwald 917.
Langengrund, Schwarzwald 143.
Langenleiten, Rhön 1375.
Langenlois, Niederösterreich 367. 377. 671.
Langenscheid, Nassau 1171.
Langenschwalbach, Nassau 666.
Langerhansküppel bei Waldsassen, Rhön 965.
Langersberg bei Arolsen 1410.
Langesundfjord, Norwegen 77. 82. 163. 165. 190. 197. 206. 207. 214. 241. 248. 383. 525. 931. 1236.
Langesundstangen, Norwegen 183.
Langewiesen, Thüringen 1069.
Långhult, Schweden 362.
Langley Ford, Cheviots 1269.
Langmeur, Finistère 1232. 1322.
Langö bei Kragerö 363.
Langöersholmen 440.
Lanzo, Piemont 471.
La Pecatière bei Pommiers, Isère 296.
Laprabende, Pyrenäen 1241.
La Rasta bei Recoaro 1073.
Larazo, Spanien 1447.
Lardeyrol, Velay 925. 969.
La Réunion 895. 1067. 1170. 1186.
La Rioja, Argentinien 559. 1226. 1274.
La Rochette, Limagne 928. 970.
La Salle, Briançonnais 556.
Laskenberg bei Höflitz, Böhmen 1475.
Lassen's Peak, Kalifornien 479. 779. 903. 1012. 1063. 1065. 1066. 1260. 1263.
Lastau, Sachsen 844. 847. 880.
Lastimor, Ambon 1082.
La Tenisse, Auvergne 973.
Latera, Italien 981.
Latium 1377. 1381. 1389.
Laubach, Vogelsberg 1205. 1206.
Laudenbach, Odenwald 658. 662 666.
Laufbachtal, Schwarzwald 286.
Laugahraun, Island 837.
Laugarfjäll, Island 1090.
Launceston, Tasmanien 1182.
Laurvik 163. 540. 545. 604. 618. 642.
Lausitz 54. 97. 118. 674. 966. 970. 1184. 1286. 1355.
Lauter, Pfalz 675.
Lauterbach, Sachsen 74.
Lauterbach, Vogelsberg 1205.
Lauterberg, Harz 814.
Laval, Velay 1276.
Laveline, Vogesen 53. 66. 284. 512. 668.
Låven, Langesundfjord 181. 222.
La Vernière, Mont Dore 925.
Leadville District, Col. 760. 764. 1055.
Leanyvar, Plattensee 1315.
Le Balate, Pantelleria 854.
Lebiajaïa bei Nishne Tagil, Ural 291.
Le Braidi bei Melfi 984.
Lechenberg bei Großpriesen, Böhmen 409.
Ledbeg, Sutherland 114. 183.
Ledincze, Serbien 1064.
Ledmore, Schottland 1508.
Legbachtal, Tirol 672.
Lehestenwald, Fichtelgebirge 1228.
Lehnberg bei Stolberg a. H. 1320.
Leicestershire 62.
Leichberg bei St. Wendel, Rheinprovinz 814.
Leichtersberg, Odenwald 800.
Leilenkopf, Brohltal 1423. 1429.
Leimbach bei Eiterfeld, Rhön 1394.
Leinemühle bei Pansfelde, Harz 1305.
Leinster, Irland 51.
Leipa, Böhmen 1205.
Leipferdingen, Baden 1448.
Leipzig 507. 511. 757.
Leiria, Portugal 1244.
Leisel 1202.
Leiselheim, Kaiserstuhl 1107.
Leithberg bei Bockendorf 1275.
Leith Valley, Dunedin, Neuseeland 1110.
Leitimor, Ambon 1005. 1066. 1276.
Leitmeritz, Böhmen 1413.
Leksand, Schweden 338.
Leleppa, Neue Hebriden 1082. 1209.
Le Lioran, Cantal 894. 1109. 1119. 1350.
Lemberg, Pfalz 1001.
Lemongan, Java 1257.
Le Mugny, Saone 1099.
Lenbach, Rhön 1432.
Lenders bei Dernbach, Rhön 1204.
Lenhofda, Schweden 521.
Lenne, Westfalen 845.
Lenzkirch, Schwarzwald 758.
Leogang, Salzburg 1184.
Le Pallet, Loire-Inférieure 388. 637.
Le Pertuis, Velay 929.
Le Prese, Veltlin 334. 336. 337. 342. 367.
Le Puix, Vogesen 1097.
Lerbach, Harz 1229.
Lercouil, Pyrenäen 474.

Le Rhum, Bretagne 279.
Lès, Pyrenäen 1241.
Lesbos 1066.
Lescuno, Cantal 1109.
Le Selle-See, Monzoni 624.
Les Ferrières, Var 564.
Les Sanguinaires, Korsika 517.
Lessebo, Schweden 521.
Lessines, Ardennen 558.
Lestiware, Kola 231. 251. 594.
Let Marifia, Abessynien 1257. 1316.
Lett's Mine, Arkansas 546.
Leuben, Sachsen 177.
Leucite Hills, Wyo. 983. 1448. 1485.
Leutershausen, Odenwald 656.
Leutewitz, Sachsen 1071.
Levanger, Norwegen 349.
Lewiston, Me. 690.
Lez, Pyrenäen 1312.
Lezardieux, Frankreich 292.
Lherz, Pyrenäen 470. 481. 1512. 1513.
Liautung, China 682.
Liberté, Ardèche 973.
Libertyville, N. J. 197. 239.
Libiolo, Ligurien 1286.
Libsič, Böhmen 667.
Lichte Haide bei Hombressen 1469.
Lichtenaufjord, Grönland 334.
Lichtenberg-Baumholder, Rheinprovinz 1085. 1260.
Lichtenberg, Odenwald 285.
Liebchen, Thüringen 1069.
Liebenau, Böhmen 1223.
Liebenstein, Thüringen 511. 521.
Liebhards, Rhön 1362.
Liebwerd, Böhmen 1374.
Lienz, Tirol 562.
Liesenberg, Böhmen 1413.
Ligurien 340. 1511.
Lille Frogner, Christiania 604. 931. 934. 935.
Lillö, Schonen 1319. 1446.
Limbach, Pfalz 1071. 1225.
Limberg bei Sasbach, Kaiserstuhl 1475.
Limburg bei Weilheim 486.
Limburg a. d. Lahn 1191. 1205. 1208.
Limburg, Kaiserstuhl 1398. 1463. 1467.
Limestone River, Victoria 299. 538.
Limpia Creek, Texas 979.
Lincoln Co., N. Carolina 850.
Lindenberg bei Eberstadt, Odenwald 587.
Linderöd, Schonen 368.
Linderudbråten, Christiania 535. 537.
Lindesnäs, Norwegen 355.
Lindö, Christianiafjord 604.
Lindum, Norwegen 849.
Linlithgow, Schottland 1248.
Linosa, Mittelmeer 1357.
Lipari 1042. 1054. 1057. 1090.
Lippenhof, Kirnachtal, Schwarzwald 559.
Lisaia, Kaukasus 911.
Lischken, Böhmen 695.
Liskaberg bei Liebshamen, Böhmen 1412.
Liskeard, Cornwall 785. 1327. 1331.
Listanera, Italien 1092.
Lister, Norwegen 356.
Listič, Böhmen 1314.
Litchfield, Me. 194. 202. 205. 207. 225. 228.
Little Belt Mtns., Montana 419. 533. 563. 697.
Little Brick Island, Lake Superior 520.
Little Dear Isle, Me. 1328.
Little Knott bei Bassenthwaite 459.
Little Rock, Arkansas 138. 155. 629.
Little Rocky Mtns., Montana 526.
Little Union Gulch, Col. 902.
Litzelkopf bei Buhlerberg 675.
Livermore Falls, N. H. 603. 685. 689.
Livorno 468.
Lixfeld, Nassau 1326. 1327. 1328. 1329.
Lizard, Cornwall 1232.
Ljosargil, Island 838.
Ljubnica, Serbien 1063. 1064.
Llanberis, Wales 865. 866. 1230.
Llandrill, Wales 944.
Llangagua, Anden 1067. 1081. 1164.
Llangynog, Wales 1096.
Llanos, Texas 751. 765. 850.
Llao Rock, Yellowstone Park 1007.
Lleyn, Wales 676. 1236.
Llyn Padarn, Wales 866. 871.
Lobenstein 1272.
Lobombo-Berge, Südafrika 771.
Lobositz, Böhmen 975.
Locana, Piemont 470.
Locano, Asturien 566.
Locarno, Lago Maggiore 349. 383.
Lochaber-Township, Canada 149.
Loch Etive, Schottland 62.
Loch Garabal, Schottland 481.
Loch Gauscavaig, Skye 913.
Locke's Hill, Belknap Mtn., N. H. 401. 1502. 1509.
Lodève, Frankreich 525.
Löbau, Lausitz 371. 1424. 1427. 1429. 1431. 1432.
Lönneberga, Schweden 346.
Loentoh, Sumatra 637.
Löwenburg, Siebengebirge 404. 695. 1354.
Lofoten 163. 358.

Loftahammer. Schweden 331. 349.
Logan Point, Dunedin, Neuseeland 974.
Lohrberg, Siebengebirge 917. 1106.
Lokobé, Nossi Komba, Madagaskar 75. 151. 165. 604.
Loma de Ales 1011.
Lo Malassin, Deutsch-Ostafrika 1345.
Lombo de Cavallo, San Miguel 1357.
Lomes, Asturien 567.
Lomnitz, Schlesien 790. 1226.
Lonauer Hammerhütte, Harz 814.
Londorf, Hessen 1162. 1191. 1192. 1197. 1202.
Longido-Berg, Massai-Land 795.
Longonot, Brit. Ostafrika 856. 978.
Loon Lake, Adirondacks, N. Y. 70. 154.
Lordat, Frankreich 472.
Lorne, Schottland 1120.
Los-Inseln, Guinea 206. 215.
Losuguta-See, Brit. Ostafrika 978.
Lottah Zinnerzgrube, Tasmanien 150.
Lottersberg bei Deutz 1469.
Lougen, Norwegen 77. 163. 210. 545. 609. 613. 614. 705.
Louisa bei Frankfurt a. M. 1204.
Loukov, Böhmen 1223.
Lovén's Berg, Hinlopen Sund 1521.
Loyne, Schottland 1508.
Lubine, Vogesen 666.
Lubowija, Bosnien 565.
Luchberg, Sachsen 1194.
Luciberg bei Zwingenberg, Odenwald 636. 679.
Ludwigshütte, Harz 508.
Ludwigstadt, Fichtelgebirge 557.
Lüspelkopf bei Gebweiler, Vogesen 800. 869.
Lütgeneder 1297.
Lüttringhausen, Westfalen 846.
Lugano 756. 757. 790. 794. 823. 869. 870. 1009. 1072.
Lujaur-Urt, Kola 191. 198. 204. 205. 207. 208. 209. 230. 240. 440. 539. 626.
Lukov, Böhmen 1391. 1413.
Lunde, Norwegen 195.
Lung-wang-schan, China 682.
Lupbodethal, Harz 1207. 1308.
Luptitz, Sachsen 915.
Lure, Vogesen 909.
Luschwitz, Böhmen 607.
Lusclade, Mont Dore 805. 894. 925.
Luxullion, Cornwals 60.
Luzon 341. 1067.
Lyseböfjord, Norwegen 210. 595. 625.
Lys-Tal, Pyrenäen 562.
Lyttelton, Neuseeland 903. 915.
Maasmünster, Vogesen 668.
Maasplankstock, Aarmassiv 556.
Mc Dougall, Canada 384.
Mc Kay's Mill, Calaveras Co., Kalifornien 1113.
Mackungra, Schweden 1249.
Mc Nulty Gulch, Nevada 784.
Mâconnais 1213. 1232. 1294.
Macouba, Martinique 1008. 1074.
Madagaskar 165. 209. 440. 441. 480. 569. 929. 1456.
Madeleine-Inseln, Senegal 919.
Madison Co., Montana 1182. 1352.
Madonna della Morgana, Pantelleria 854.
Madonna del Rosario, Pantelleria 854.
Madras 69. 354. 361. 1266.
Mädstein bei Neschwitz, Böhmen 960.
Mägdeberg, Hegau 958. 978.
Mägdeberg, Harz 1229.
Mägdesprung, Harz 1305. 1314.
Mafeking, Südafrika 1266.
Magad-See, Deutsch-Ostafrika 927. 1358. 1433.
Magalang, Philippinen 1092.
Magimmi Peak, Montana 538.
Maglajer Schloßberg, Bosnien 902. 906. 911.
Magnetberg, Ural 15. 68. 162. 290. 849. 945. 1099.
Magnet Cove, Ark. 114. 220. 226. 239. 241. 247. 252. 546. 549. 629. 643. 691.
Magnet Mine, Tasmanien 569.
Magnolia Point, Salem, Mass. 594.
Maharajgadi, Salem, Madras 354.
Mahfalid, Island 837.
Mahlberg, Breisgau 1441.
Mahlberg bei Montabaur, Westerwald 972.
Maintal 1182.
Mairus, Ardennen 863.
Majada de Vaca, Cabo de Gata 1010.
Mak Abram de Baixo, Portugal 289.
Makalla, Südarabien 1190.
Makinga, Massai-Land 1454. 1457.
Makwassi-Berge, Transvaal 750.
Maladia, Piemont 637.
Malakalewi, Kaukasus 1082.
Malawa, Celebes 1409.
Maleck bei Emmendingen 1441.
Malga Ervena, Adamello-Gebiet 683.
Malghe d'Epolo, Südalpen 562.
Malgola, Südtirol 541. 542. 694.
Mal Inverno, Monzoni 166. 541. 598.
Malischk, Kaukasus 1082.
Malmköping, Schweden 1294.
Malmö bei Laurvik, Norwegen 703.

Malnas, Ungarn 1078.
Malvinka Ouwal, Ural 353.
Mambachtal bei Schackau, Rhön 1207.
Man, England 101. 848.
Manbhum, Ostindien 462.
Manca di sopra, Italien 342.
Mandioli, Indischer Archipel 1066. 1082.
Manetin, Böhmen 1218. 1397. 1439.
Manger, Radö, Norwegen 358.
Mangoro, Madagaskar 154. 162.
Manhattan Island, Me. 588.
Mannheim, N. Y. 708.
Manongarivo, Madagaskar 542.
Mansfield, Mich. 1310.
Manterus bei Tripolis 961.
Manzat, Auvergne 760.
Mapleton Township, Me. 433.
Marabastad, Südafrika 1237.
Marathonisi, Morea 1240.
Marayes, Argentinien 1170.
Marbach, Niederösterreich 672.
Marblehead Neck., Mass. 602.
Marcheno, Südalpen 1251.
Marekanka, Sibirien 831.
Mareuge, Cantal 1115.
Margola 116.
Marico, Transvaal 482.
Marienberg bei Aussig, Böhmen 972. 985.
Marienthal, Rheinprovinz 1226.
Marina di Campo, Elba 115.
Marina di Suvachi, Pantelleria 1116.
Marion Insel 1276.
Mariposa Co. Calif. 480.
Mariupol, Rußland 229.
Marivelles, Philippinen 1089.
Marjoss, Rhön 1215.
Markirch, Vogesen 512. 661. 668.
Markle Quarry, East Lothian 1364.
Markleuthen, Fichtelgebirge 50.
Marklissa, Lausitz 1398. 1412.
Marklowitz, Mähren 431.
Markusgrün bei Gutenfirst 1323.
Marlesreuth, Fichtelgebirge 669. 1326. 1331.
Marmalete, Portugal 200. 693.
Marmels, Schweiz 468.
Mar Menor bei Carthagena 1079.
Marniac, Cantal 1109.
Maroggia, Lugano 753. 1072.
Maromandia, Madagaskar 406.
Marostica, Lombardei 1277. 1278.
Marquette, Mich. 514. 636. 1266. 1293.
Marsco, Skye 127.
Martell, Tirol 552. 554.
Martin Garcia, Argentinien 367.
Martinique 1008, 1041. 1058. 1059. 1074.
Martinsdale, Montana 419.
Martinsreuth 379.
Martinstein, Rheinprovinz 1225.
Martopoera, Borneo 290. 341. 463. 467. 483.
Marysville, Montana 1509.
Maschau, Böhmen 1413.
Maschuk, Kaukasus 911.
Maschwitzberg bei Habstein, Böhmen 848.
Masépé, Celebes 1409.
Mashi, Kilimandjaro 1345.
Massai-Land 761. 891. 896. 901. 927. 1110. 1358. 1401. 1427.
Masseria del Duca, Roccamonfina 1375. 1387.
Massertal, Thüringen 517.
Massif du Carbet, Martinique 1008.
Mastalone-Tal, Piemont 338. 350. 361. 588.
Matoea, Sumatra 558.
Matthew Island, Alaska 283.
Mattmark-See, Wallis 464.
Maui, Sandwich-Inseln 1448.
Maunaloa 1218.
Maunsbach, Rhön 1395.
Maurertal, Großvenediger 476.
Mausmühler Tunnel 1101.
Maxsayn, Westerwald 917.
Mayen, Rheinprovinz 1297.
Mayenne 524. 525.
Mayo, Capverden 696. 966. 1447. 1474.
Mayo, Irland 484.
Mayo Kabi, Tsad-See 842.
Mayor Island, Neuseeland 856.
Mazarron, Cabo de Gata 1009.
Mazinaw Lake, Canada 384.
M'Bourao, Tsad-See-Gebiet 842.
Mbuguni, Deutsch-Ostafrika 1358.
Meadow Creek, Montana 466. 483.
Meadow Lake, Calif. 284.
Meadow Valley, Plumas Co., Calif. 589.
Meall-an-Tighearn, Schottland 680.
Meall Dearg, Skye 53.
Medels 382.
Mederbach bei Herborn 1328.
Medina, Spanien 1243.
Megara, Griechenland 995.
Meiches, Vogelsberg 371. 1424. 1431.
Meinerzhagen, Westfalen 846.
Meissen 82. 144. 178. 306. 639. 800. 1069.
Meissner, Hessen 1191. 1203. 1295.
Melano bei Lugano 1072.
Melbourne, Viktoria 1014. 1204.
Melibocus, Odenwald 77. 515. 624. 635. 639. 1468.
Melide bei Lugano 1072.

Melk-Merzdorf, Böhmen 1391.
Mellemfjord, Grönland 1193. 1253.
Memphremagog-See, Vt. 690.
Menaghescia, Ostafrika 605.
Ménerville, Algier 283. 995. 996.
Menez Hom, Bretagne 1211. 1267.
Menominee, Wisc. 514. 1192. 1293.
Mentherungee, Neusüdwales 850.
Merapi, Java 1208. 1318.
Merbelsrod, Thüringen 908.
Meregyó, Ungarn 1103.
Meronitz, Böhmen 464.
Meru, Deutsch-Ostafrika 924. 930. 959. 974. 1344. 1374. 1375. 1377. 1410. 1436.
Meruni-Krater, Deutsch-Ostafrika 1345.
Merzdorfer Berg, Böhmen 1410.
Mesabi, Min. 118.
Mesa de Roldan, Cabo de Gata 1079.
Mesa Verde, Mexiko 227.
Mesenzana, Lugano 827.
Meßbach, Odenwald 514.
Messel, Hessen-Darmstadt 918. 1226. 1468. 1469.
Methana, Griechenland 995. 1005. 1080. 1257.
Mettmen, Schweiz 864.
Metzlersreuth, Fichtelgebirge 1232.
Mézenc, Velay 921.
Mezzano, Bolsener See 1388.
Mezzavalle, Tirol 166. 543. 694.
Miask, Ilmengebirge 153. 160. 209. 223.
Michaelstein, Harz 157. 656. 659. 660. 661. 663. 670.
Michelskirch bei Münstereifel 1310.
Michigan 145. 461. 1166. 1251. 1265. 1331.
Middagsvålan, Schweden 1250.
Middle Peak, Montana 159. 613.
Midtre Arö, Langesund 208. 215.
Mies, Böhmen 683.
Mieselen, Schweiz 83.
Mijakeshima, Japan 1089. 1091.
Mikailowka, Volhynien 567.
Milam's Gap, Virg. 1499.
Miliach, Pantelleria 1116.
Militello, Sizilien 1315.
Mill Creek, Mount Hood 1090.
Milleschau, Böhmen 973. 975. 1412. 1413.
Milo 1066. 1118.
Milseburg, Rhön 959. 965. 975.
Miltitz, Sachsen 179. 180.
Milton, Neusüdwales 1365.
Mimuro-Yama, Japan 1208.
Minas Geraes, Brasilien 217. 603. 686. 956.
Minateda, Murcia 1482. 1483.
Minderberg, Rheinprovinz 1205.
Mineral Hill, Pikes Peak, Col. 596.
Miners Cañon, Truckee Range 760.
Minehassa, Celebes 1005. 1067.
Minnesota 345. 359. 366. 369. 483.
Miravalle, Costarica 1064.
Mirror Plateau, Yellowstone Park 1351.
Missouri 765.
Misterhaza, Siebenbürgen 1075.
Misti, Anden 1067.
Mittagong, Neusüdwales 1169.
Mittelberg, Niederösterreich 377.
Mittelberg bei Oberriedenberg, Hessen 1187.
Mittershausen, Odenwald 301. 658. 670. 679.
Mittlechtern, Odenwald 1396.
Miyanoura, Japan 1491.
Mjösensee, Norwegen 72. 525.
Mocassin Creek, Col. 149.
Mocsar, Ungarn 894. 903. 915.
Modautal, Odenwald 337. 341.
Moeara, Sumatra 290.
Moedieq Padang, Sumatra 565.
Moel Llynfnant, Wales 1085.
Moelwyns, Wales 83.
Moel-y-Golfa, Wales 1085. 1100.
Möncheberg bei Kassel 1411.
Moeriah, Java 1409. 1414.
Mörlunda, Schweden 846.
Moheda, Schweden 1259.
Mohn's Mühle bei Vockenhausen, Taunus 1292.
Mohorn, Sachsen 814. 827.
Moilulé, Sandwich-Inseln 1448.
Mojada Redonda, Cabo de Gata 1003.
Mojanda, Ecuador 1007. 1090.
Mojatal bei Edolo 278.
Mokpho, Korea 753.
Mokoia, Rotorua-See, Neuseeland 752. 786.
Molins, Schweiz 468.
Molotte, Côte d'Essey 1450.
Molyvon, Chalcidice 286.
Mombassa, Ostafrika 700.
Mombeja, Portugal 328.
Monastery, Oranje Col. 456.
Moncaup 483.
Monchique 190. 246. 253. 1447.
Mondhalde, Kaiserstuhl 696. 1379.
Monhegan, Me. 636. 638.
Monrovia 341.
Monselice, Euganäen 839. 906. 911.
Monserrat, Westindien 1081. 1092.
Montabaur, Westerwald 917. 918. 959.
Montagna Grande, Pantelleria 726.
Montagne Pelée, Martinique 1046. 1049. 1054. 1056. 1074. 1081. 1119.

Montalto, Bolsener See 1388.
Montalto, Portugal 677. 678.
Montana, U. S. A. 170. 179. 415. 418. 621.
Montarville, Canada 402. 485.
Mont Blanc 45. 47. 56. 105. 516.
Mont Capucin, Auvergne 1066. 1109.
Mont Dore 818. 894. 897. 906. 937. 973. 1208.
Monte Agnello, Tirol 604.
Monte Alano, Roccamonfina 931. 1355.
Monte Albano, Latium 1408.
Monte Amiata, Toscana 830. 892. 894. 914. 1001. 1244.
Monte Arbostoro, Lugano 1072.
Monte Arci, Catalonien 1357.
Monte Argentaro, Italien 468.
Monte Aviolo, Südalpen 552.
Monte Bello, Euganäen 818. 830.
Monte Binay, Philippinen 1089.
Monte Bocche, Tirol 1002.
Montebras, Frankreich 50.
Monte Campione, Südalpen 562.
Monte Capanne, Elba 45. 115.
Monte Cappezzano, Sizilien 699.
Monte Castellaro, Vicent. 1189.
Monte Catini, Toscana 894. 930. 1001. 1491.
Monte Cavaloro bei Bologna 341.
Montecchio Maggiore 1471.
Monte Cerchiara, Bracciano 939.
Monte Cevelino bei Recoaro 1087.
Monte Cimino 1109.
Monte Cisterna bei Sasso 755.
Monte Confinale, Tirol 552. 553.
Monte Corredda, Sardinien 1193.
Monte Cristallina, St. Gotthard 56.
Monte Cucco bei Cervetri 755. 915.
Monte della Guardia, Lipari 833.
Monte della Guardia, Ponza 903. 920.
Monte della Montecchia, Euganäen 811.
Monte della Pieve 981.
Monte della Quercia, Cimino 1350.
Monte delle Donne, Euganäen 817.
Monte di Bisenzio, Bolsener-See 1388.
Monte di Cattajo, Euganäen 817.
Monte di Cuma, Neapel 898. 901.
Monte di Pozzo Maggiore, Sardinien 1386.
Monte di Procida, Phlegräische Felder 1386.
Monte di S. Vittore, Piemont 471.
Monte di Soriano, Cimino 1350.
Monte di Toreggia, Euganäen 817.
Monte di Vico, Cimino 1109.
Monte Doja, Alpen 302.
Monte Ella, Melfi 1438.
Monte Ferrato bei Prato 463.
Monte Ferru, Sardinien 921. 924. 962. 973. 1066. 1357. 1413.
Montefiascone 1350.
Monte Friello, Roccamonfina 1355.
Monte Ghibele, Pantelleria 1116.
Monte Gracioso, Capverde 966.
Monte Gridone, Lago Maggiore 467.
Monte Lattani 1108.
Monte Lavenegg 555.
Monte Luparo 830.
Montemaggiore bei Calvi, Korsika 94.
Monte Matterone bei Baveno 482.
Monte Menone, Euganäen 811.
Monte Mieda, Euganäen 818. 900.
Monte Mulatto bei Predazzo 43. 168. 213. 428. 542. 598. 599. 623. 624. 694.
Monte Muradu, Sardinien 831.
Monte Mussato di Galzignano, Euganäen 817.
Monte Narba, Sardinien 764.
Monte Nave, Lugano 827.
Montenegro 1251.
Monte Nuovo, Euganäen 818.
Monte Nuovo bei Neapel 920. 923.
Monte Oë, Sardinien 924.
Monte Olebano, Neapel 890. 891. 920.
Monte Panaro bei Bagnorea 981.
Monte Pendise, Euganäen 830. 890.
Monte Piantangeli, Tolfa 915.
Monte Querceto, Roccamonfina 931.
Monte Raneri, Linosa 1357.
Monte Real, Portugal 1244.
Monterey, Kalifornien 1091.
Monte Rotaro, Ischia 939.
Monte Sablunera, Adamello 637. 683.
Monte S. Angelo, Lipari 1054. 1257.
Monte S. Croce, Roccamonfina 937. 1091. 1108. 1109. 1114.
Monte Santo, Minas Geraes 290.
Monte Scandolara bei Recoaro 1087.
Monte Sieve, Euganäen 811.
Monte Soriano, Viterbo 1010.
Monte Sumano bei Schio 1087.
Monte Tabor, Ischia 830.
Monte Tajumbina, Columbia 1006.
Monte Tinzosu, Sardinien 924.
Monte Tosto, Bracciano 830.
Monte Trisa, Südalpen 1073.
Montevecchio, Sardinien 1257.
Monte Venda, Euganäen 890. 991.
Monte Vetta, Ischia 898. 901. 903. 920.
Monte Vulture bei Melfi 974. 1350. 1377. 1389. 1435. 1488.
Monte Zaccon, Tirol 788. 790.
Monte Zovon, Euganäen 911.
Mont Génèvre, Dauphiné 1281.

Montgommery, Hudson 690.
Montgommery Co. N. Carol. 850.
Monti Rossi, Piemont 471.
Mont-Plaux, Velay 925.
Montreal, Kanada 74. 149. 190. 194. 198. 200. 204. 207. 209. 225. 226. 253. 601. 602. 619. 1265.
Montresta, Sardinien 1257.
Mont Rognon, Auvergne 1206.
Montrose Point N. Y. 280. 461.
Monzoni 140. 167. 177. 179. 404. 536. 597. 624. 1114.
Moor Creek, Montana 483.
Moos, Fichtelgebirge 1232.
Morangie, Mont Dore 1168.
Moravitza 293.
Morbihan 584.
Morcote bei Lugano 800.
Mordloh, Böhmen 889.
Mordrach, Odenwald 511. 514. 634.
Moredale, England 1120.
Morehouseville, Lake Champlain 359.
Moreton-Distrikt, Queensland 856.
Morin, Kanada 358. 378.
Moritzburg, Sachsen 143. 144.
Morne Citron, Martinique 1008.
Morne Rouge bei Obok, 841.
Morococha, Chile 279.
Morro del Cedro, Tenerife 1393.
Morro del Pico del Guanche, Tenerife 1393.
Mortirolo-Tal, Lombard. Alpen 299.
Moruya, Neusüdwales 283.
Morvan, Frankreich 104. 110. 667. 1070.
Mosedale, England 762.
Mosquez Cañon, Texas 161. 592.
Mosquito Range, Col. 563.
Moss, Norwegen 1188.
Moßdorf, Sachsen 480.
Mosso, Piemont 352.
Moultenboro, N. H. 190. 200. 401. 1507.
Moun Caou, Pyrenäen 472. 1512.
Mount Addison, N. H. 352.
Mount Archer, Queensland 850.
Mount Ascutney, Vt. 153. 183. 399.
Mount Beerburrum, Queensland 930.
Mount Bischof, Tasmanien 126. 525.
Mount Byron, Queensland 843. 850. 944.
Mount Cooee, Queensland 843.
Mount Cooroy, Quensland 1111.
Mount Davidson, Washoe 287. 1076.
Mount Delaney, Queensland 850.
Mount Diablo, Kalifornien 480.
Mount Dromedary, Neusüdwales 62. 283.
Mount Elgon, Brit. Ostafrika 1436.
Mount Fairview, Col. 460.
Mount Girnar, Kathiawar, Ostindien 700.
Mount Graham, Neuseeland 1518.
Mount Gunstock, N. H. 1502.
Mount Hood, Oregon 1063. 1065.
Mount Hope bei Baltimore 337.
Mount Horror, Tasmanien 1182.
Mount Hualalai, Hawai 927.
Mount Jellore bei Mittagong, Neusüdwales 403. 930.
Mount Johnson, Montreal 149. 401. 402. 691.
Mount Leinster, Viktoria 299. 538.
Mount Macedon, Viktoria 278. 925. 960. 1014.
Mount Mary bei Port Cygnet, Tasmanien 627.
Mount Ngun-Ngun, Queensland 856.
Mount Ord Range, Texas 190. 191. 200. 201. 202. 205. 207. 208. 220. 247.
Mount Pitt, Oregon 1259.
Mount Rainier, Washington 1063. 1065.
Mount Reid, Tasmanien 850.
Mount Royal bei Montreal 391. 392. 396. 401. 429.
Mount Shasta, Kalifornien 1063. 1065.
Mount Sorel, England 794. 1269.
Mount Tardree, Irland 762.
Mount Terror, Antarctic 1359.
Mount Thielson, Oregon 1256.
Mount Turiwhate, Neuseeland 1508.
Mount Washington, N. H. 322.
Mount Wellington, Bothwell 1182.
Mount Willard, N. H. 125.
Mount Wrangel, Alaska 1067. 1081.
Mourne Mtns., Irland 50.
Movand, Norwegen 595.
Moyena, Kapland 1082.
Moyi Sill, Brit. Columbia 347.
Msid Gharian, Tripolis 961. 962. 965. 969.
Mücke, Vogelsberg 1206.
Müglitztal, Sachsen 109. 111. 112. 118.
Mühlbach, Pustertal 561.
Mühlbach, Sachsen 759. 827.
Mühlberg bei Liebshausen, Böhmen 1413.
Mühldorf, Steiermark 1446.
Mühlental bei Elbingerode, Harz 848. 1086. 1268.
Mühlfeld, Niederösterreich 305.
Mühlörzen, Böhmen 623. 970.
Münster, Vogelsberg 1202.
Münster am Stein, Rheinpr. 750. 790.
Münstertal, Elsaß 111. 112.
Münstertal, Schwarzwald 758. 814.
Muerto Camp, Texas 979.
Muerto Spring, Texas 754. 756. 840. 980.
Mugodjaren, Ural 1288.
Muhira, Kiwu-See, D.-Ostafrika 1391.

Mull 95. 122. 370. 1104. 1202.
Mullaghderg, Irland 90.
Mullen's Gap 867. 1003.
Mullion Island, Cornwall 1275.
Munia 1316.
Munkacs, Ungarn 898.
Muran, Ungarn 1061.
Murat, Mont Dore 525. 937.
Murat-le-Quaire, Mont Dore 818.
Murendel River, Viktoria 1100.
Murfreesboro, Arkansas 454.
Murgtal bei Gernsbach 765.
Murgtal, südl. Schwarzwald 668. 672.
Mursinsk, Ural 42.
Mussinet, Piemont 331.
Mykene 471.
Mynyd Mawr, Wales 593.

Nabbviken, Schweden 288.
Nackenberg, Harz 659.
Nacker bei Gudenberg, Hessen 1411.
Närsnäs, Christianiafjord 935.
Näsodden, Christianiafjord 534.
Nässjö, Schweden 1238.
Nagelkopf, Rheinprovinz 1001.
Nagyag, Ungarn 297. 998. 1053. 1054. 1063. 1064.
Nagybanya, Ungarn 911. 1075. 1078.
Nagyhisa, Ungarn 1078.
Nagyköves, Ungarn 246.
Nagysebes, Ungarn 1103.
Naila, Fichtelgebirge 1231.
Naiwasha-See, Deutsch-Ostafrika 840. 891. 1344.
Nakalakewi, Kaukasus 791.
Nakanakotau, Japan 786.
Nakholmen, Christianiafjord 534.
Naknek-See, Alaska 149.
Nakuru-See, Brit. Ostafrika 978.
Namborn, Rheinprovinz 1085. 1111.
Nambour, Queensland 1111.
Namshraun, Island 837.
Nandi, Brit. Ostafrika 978.
Nantes 106.
Narenta, Bosnien 343.
Narouel, Vogesen 479.
Nartelje, Schweden 336. 337. 376.
Nash's Point, Lake Champlain 802.
Nassau, Sachsen 523.
Nassau 844. 1270.
Natschetin, Böhmen 363.
Natumore, Meru, Deutsch-Ostafrika 1345.
Natural Bridge, Adirondacks 327.
Natzviller, Vogesen 512.
Naundorf, Sachsen 753.
Naurod, Taunus 1397. 1463.
Nawatsi, Japan 1083.
Neapel 923.
Neckarbischofsheim 1441.
Neckarelz 1441.
Ned, Schweden 348.
Nedves, Böhmen 1223.
Neipel, Rheinprovinz 1225.
Nemours, Algier 1391. 1414.
Néouville, Pyrenäen 113.
Neponset-Tal, Boston, Mass. 850. 1353.
Nerike, Schweden 502. 1249.
Nertschinsk, Sibirien 1074.
Nesdenitz, Mähren 1063.
Nespolo bei Grignasco 760.
Nesselberg, Vogelsberg 1354.
Nesselgrund, Rheinprovinz 1247.
Nestersitz, Böhmen 607.
Nestun, Norwegen 357.
Netterskoppe bei Tannenberg, Böhmen 1349.
Netzberg bei Ilfeld, Harz 1095.
Neubritannien 1050.
Neucaledonien 482.
Neudeck, Schlesien 135. 137.
Neudörfel, Böhmen 695. 826. 924.
Neudorf, Erzgebirge 1412. 1439.
Neudorf, Mähren 1063.
Neuengrünrain bei Barr, Vogesen 753.
Neugersdorf 1398.
Neuhaldensleben 1096.
Neuhausen bei Urach 1454. 1455.
Neuhöwen, Hegau 1448.
Neuhof bei Teplitz 960.
Neukirchen, Rhön 1394.
Neu-Lars, Kaukasus 1263.
Neumark, Vogtland 1323.
Neu-Moldowa 304.
Neunkirchen, Odenwald 514. 639. 1469.
Neunlinden, Kaiserstuhl 1398.
Neuntestein bei Hohwald, Vogesen 285. 294.
Neupommern 1520.
Neuseeland 466.
Neustadt bei Stolpen, Lausitz 1233.
Neustift, Kl. Karpathen 1224.
Neusüdwales 1105. 1169. 1331.
Neutauberlitz, Fichtelgebirge 844.
Neuviller, Vogesen 66. 512.
Nevada 586. 1092. 1105.
Neveklov, Böhmen 584.
Nevlunghaven, Norwegen 163.
Newcastle, Irland 760.
New Hampshire 341. 688. 1232.
Newhaven, Conn. 589. 1239.
Newjansk, Ural 586.
New Jersey 114. 252. 689.

Newport, Schottland 1072. 1084.
Nezeros, Olymp. 484.
Ngorongoro, Deutsch-Ostafrika 761. 840. 896. 928.
Niardo, Südalpen 303.
Niekerk's Hope, Kapland 1297.
Niederahr, Westerwald 917.
Niederbeerbach, Odenwald 337.
Niederbobritzsch, Sachsen 667.
Niederbrombach, Rheinprovinz 1094.
Nieder-Crinitz, Sachsen 111.
Niederdieten, Nassau 1327.
Niedereisenhausen 1210.
Niederhauser Kuppe, Odenwald 1442.
Niederhessen 1186. 1191. 1215.
Niederkauffung, Schlesien 1179.
Niederkirchen, Pfalz 1215. 1226.
Niedermendig 1297. 1396.
Niedermodau, Odenwald 511.514.515.679.
Nieder-Sayn, Westerwald 917.
Niederwiesa, Sachsen 1247.
Niemes-Gabel, Böhmen 1397.
Nierstein, Rheinhessen 1468.
Nightingale 988.
Nikolskaja Sopka, Ural 141.
Nilgiri-Berge, Madras 69. 354.
Ninafou 1089.
Nindherry Range, Queensland 1360.
Nishne Tagil, Ural 291. 464.
Nitedal, Norwegen 595.
Nivache, Briançonnais 556.
Njurrjaurpachk, Kola 232. 625. 626.
Nördlingen 866.
Nössige, Sachsen 180.
Nonsberg, Tirol 471.
Nord-Carolina 474. 480.
Nordeck bei Goldkronach, Fichtelgebirge 1228.
Nordeck bei Stadt Steinach, Fichtelgebirge 1177.
Nordeck, Hessen 1204.
Nordhalben, Fichtelgebirge 559. 1233.
Nordost-Dundas, Tasmanien 127.
Nordrach, Schwarzwald 54. 71.
Nordsyrien 1356.
Nordural 322.
Norheim, Rheinprovinz 1224. 1231.
Norra Kärr, Schweden 235. 236. 237.
Norr Husby, Schweden 91.
Norrland, Schweden 471. 472. 475. 484.
North Berwick Law, Lothian 922. 1114.
North Burgess, Canada 568.
North Duval, Neusüdwales 1359.
North Head, Dunedin, Neuseeland 1111.
North Meadow Creek, Montana 461.
North Willow Creek 1113.
Nossen, Sachsen 1247.
Nossy Iranja, Madagaskar 151.
Nossy Komba, Madagaskar 227. 228. 258. 405. 597. 604. 627.
Notteberg, Schweden 460.
Notterberg bei Friedland, Böhmen 1208.
Nowotscherkask 562.
Nowra, Neusüdwales 1365.
Noyang, Victoria 278. 300. 844. 847.
Nugère, Puy de Dôme 1055.
Nuk, Grönland 1254.
Nungerut, Nordfjord 1254.
Nuraghe de Sa Petada, Sardinien 1521.
Nyando-Fluß, Brit. Ostafrika 1437.
Nystad, Finland 64.
Nystrand, Norwegen 181.

Oahu 1448.
Oban, Schottland 1070.
Oberalbaum, Westfalen 846.
Oberaula, Hessen 1469.
Oberbach bei Brückenau 1468.
Ober-Bachelsdorf, Böhmen 1474.
Oberbergen, Kaiserstuhl 241. 968. 1107. 1350. 1433. 1438. 1449. 1450.
Oberbrechem, Nassau 1202.
Oberbreitzbach, Rhön 1395.
Oberbruck, Vogesen 68. 1232.
Obercunnersdorf, Lausitz 1362.
Oberdieten, Nassau 1326. 1328. 1329.
Ober-Ellenbach, Hessen 1295.
Ober-Erdmannsdorf 507.
Oberflockenbach, Odenwald 483.
Oberhermsdorf, Sachsen 760.
Oberkainsbach, Odenwald 352.
Oberkirchen, Pfalz 1225.
Oberkotzau, Fichtelgebirge 382.
Oberleinleiter, Fichtelgebirge 1427.
Oberleuthmannsdorf, Schlesien 1247.
Obermühlbach, Sachsen 824.
Obernburg, Hessen 1442.
Obernheim, Pfalz 1225.
Oberpolenz, Sachsen 825.
Oberramstadt, Odenwald 509. 514. 515.
Oberriedenberg, Rhön 1375.
Oberrod, Rhön 1465.
Oberschaffhausen, Kaiserstuhl 241. 968. 969. 973. 985. 1398. 1411. 1441.
Obersdorf, Schlesien 659.
Oberstein a. d. Nahe 1101.
Oberwiesenthal, Erzgebirge 549. 587. 708. 988. 1427. 1430. 1449.
Oberwind, Thüringen 1069.
Oblasser, Iseltal 551.
Oblik bei Laun, Böhmen 1412.
Obock-Djibouti, Ostafrika 855.

Obsidian Cliff, Yellowstone Park 766. 804. 806.
Ochill Hills 1084.
Ochotsk, Sibirien 834.
Ochsenkopf, Fichtelgebirge 520. 1177. 1233.
Odenwald 62. 67. 68. 270. 276. 298. 328. 337. 341. 345. 352. 364. 483. 502. 589. 751. 757. 814. 869. 871. 1274. 1309.
Oderen, Vogesen 326. 340.
Oderwitz 958.
Odivellas, Portugal 328. 795.
Odland, Norwegen 356.
Öchsen, Rhön 1395.
Ödegarden, Norwegen 383. 384. 1236.
Öhrenstock, Thüringen 1069.
Ölberg bei Heidelberg 634. 869.
Ölberg, Fichtelgebirge 906. 917. 929. 1205. 1299. 1351.
Ölme bei Kristinehamm, Schweden 351.
Ölsnitz, Sachsen 125.
Ölzenhof, Rhön 967.
Ördalsvand, Norwegen 69. 356.
Örnsköldsvik 93.
Östvaagö, Lofoten 460.
Östvedtö 181.
Ötzberg bei Hering, Odenwald 1442.
Ötzthaler Ache, Tirol 555.
Offenbanya, Ungarn 998.
Offental bei Darmstadt 1348. 1356. 1441.
Ofleiden a. d. Ohm, Hessen 1193. 1288.
Ogne, Norwegen 355.
Ojo de Maricanga 292.
Okka, Flores 1115.
Olaposbanya, Siebenbürgen 1051. 1078.
Olbersdorf, Lausitz 972.
Olbossare, Deutsch-Ostafrika 1345.
Olbrück 958. 970. 983.
Oldonyo l'Engai, Deutsch-Ostafrika 979. 1437.
Oldonyo Sambu, Deutsch-Ostafrika 1346.
Olduroto-See, Deutsch-Ostafrika 1346.
Oleïden Kiki, Celebes 1391.
Olonetz, Rußland 287. 1211. 1280. 1290.
Olopa, Guatemala 1012.
Olot, Katalonien 1357.
Olpe, Westfalen 874.
Olsbrücken, Pfalz 1101.
Ombordsnäs, Norwegen 182.
Omeo, Victoria 83. 159. 558.
Omura-yama, Japan 1288.
Oña, Ecudor 1013.
Onega-See 1180.
Onston Ness, Orkneys 604.
Ontario, Canada 141. 200. 207. 209. 225. 358. 385. 642.
Ooshima, Japan 1089.
Opigaura, Japan 1491.
Opleiden, Hessen 1189.
Opurtschkati, Kaukasus 432.
Oran, Algier 110.
Orawitza, Banat 304.
Orbis 1226.
Orbishöhe, Odenwald 635. 679.
Orchi, Roccamonfina 1387.
Orco-Tal, Piemont 96.
Oregon, U. S. A. 468.
Orescowitza-Tal, Banat 671.
Orkney-Inseln 604. 692.
Ornö, Schweden 287.
Orosi, Costarica 1064.
Orsa, Italien 785.
Ortsberg bei Elbingerode, Harz 942.
Orvieto, Italien 1388.
Oscarhamm, Schweden 521.
Oslo bei Christiania 157.
O. Sopot, Banat 293. 565.
Ossa, Thessalien 484.
Ost-Bekalta, Sumatra 1071.
Osterbrücken, Rheinprovinz 675.
Oster-Insel 1315.
Osterntal, Odenwald 683.
Osterode, Harz 1212.
Ostgotland, Schweden 235. 1238. 1249.
Ostö, Norwegen 595.
Ostthüringen 1185. 1192. 1228.
Otago-Halbinsel, Neuseeland 627. 1111.
Ototoshima, Japan 1491.
Ottajano, Somma 169.
Ottawa, Canada 118. 384. 385.
Ottendorf bei Troppau 1397.
Ottertail, Brit. Columbia 441.
Ottfjäll, Schweden 1250.
Owen, Schwäb. Alb 455. 1458.
Owronnez, Volhynien 567.
Owruz, Volhynien 360.
Oxford, N. J. 689.
Oyacachi 518.
Oyster Cove bei Port Cygnet, Tasmanien 159.

Pachuca, Mexiko 1085. 1088.
Packau Creek, Montana 480.
Packsaddle, Kap Horn 1055.
Pagadé-See, Ostafrika 921.
Pagnat, Celebes 765.
Pah-tson Mtns. 1316.
Pah-Ute Range 754.
Paisano-Paß, Texas 201. 209. 220. 592. 603.
Pájaro, Coast Range, Kalifornien 345.
Pakozd, Ungarn 998.

Palabora, Südafrika 1456.
Palandokän, Kaukasus 1005. 1083. 1088. 1203.
Palau-Inseln 1082.
Palaverde, Südtirol 536.
Palisade Butte, Montana 161. 419. 437.
Pallanzano bei Viterbo 914.
Pallavaram, Madras 69.
Palle Rabiose, Tirol 543. 1471.
Pallet, Loire Inférieure 334.
Palma 169. 405. 959. 1183. 1185. 1188. 1205. 1361. 1400. 1406.
Palmer Hill, Lake Champlain 1167.
Panamá 1081.
Pan de Azucar, Argentinien 759.
Panix, Schweiz 864. 1097.
Pantar, Sumatra 558.
Pantelleria 967. 1039. 1115. 1357.
Panyik, Siebenbürgen 565.
Pão d'Assucar, Paraguay 158.
Papallacta, Ecuador 1002.
Papineau Road, Montreal 622.
Papos, Ishan, Südarabien 838.
Paranapanema, Brasilien 1302.
Parang Lowe, Celebes 1391.
Pardell, Tirol 278.
Pardubitz, Böhmen 1397. 1466.
Parham, Ontario 385.
Paringu, Karpathen 473.
Pariou, Auvergne 1055.
Parlosa, Böhmen 1183.
Parone bei Ivrea, Piemont 346.
Parroquia, Mexiko 1003.
Paschel, Rheinprovinz 287.
Pas de Compains, Cantal 973.
Pasel a. d. Lenne, Westfalen 846.
Pasilian, Sumatra 353.
Pasin, Armenien 1088.
Paskapole, Böhmen 1413.
Paspardo, Adamello 301.
Passandava, Madagaskar 75. 78. 162. 429.
Passo del Cepo, Adamello 552.
Passo della Rossula, Adamello 561.
Passo di Campo, Adamello 637. 683.
Passo Gallinera, Adamello 301.
Passy, Mont Dore 925.
Pasto, Columbia 1043.
Pa-tau-ho, China 682.
Pata de la Vaca, Spanien 1269.
Patapsko River, Baltimore 480.
Pattäng, Schweden 706.
Pau 1242.
Paul's Insel 643.
Pech de Salies, Pyrenäen 1241.
Pechsteinkopf bei Forst, Pfalz 1465. 1468.
Peebles, Schottland 944.
Pein-Vintl, Alpen 561.
Pellice-Tal, Piemont 96.
Pelly River, Yukon 59.
Pelvoux, Dauphiné 74. 921.
Pembrokeshire 848.
Penallen-en-Plougastel, Bretagne 668.
Penan Voas en Faou, Bretagne 668.
Penarfynydd, Wales 460. 1236. 1248.
Penclegyr, Wales 585. 1259.
Pène-St. Martin, Pyrenäen 1245.
Pengambattan, Sumatra 760.
Pengorphwysfa, Anglesey 460.
Penha Arpada, Cadiz 1243.
Penig, Sachsen 352. 378.
Penikkavaara, Finland 439.
Peninsula Harbour, Lake Superior 154. 622.
Penningsby, Schweden 460.
Penmaen-Mawr, Wales 676. 1171. 1258.
Penokee, Mich. 1293.
Penrith, England 1269.
Pentézac, Aveyron 349.
Pentland Hills 1084. 1248. 1269.
Pen Voose, Cornwall 382.
Pen-y-Carnisiog, Anglesey 459.
Penzance, Cornwall 42.
Penzenberg, Böhmen 607.
Peppercraig, Lothian 922.
Pergine, Tirol 1002.
Perigagne bei Bastenne 1241.
Perlenhardt, Siebengebirge 903. 906. 917.
Perlerkopf, Brohltal 968. 983. 984.
Persien 1066. 1274.
Perwopawlowsk 586.
Pesmedaberg, Tirol 543.
Peterborough, Canada 150.
Petersberg, Siebengebirge 1205.
Petersdorf, Fichtelgebirge 505.
Petersmühle bei Luschitz, Böhmen 607.
Peterstal, Schwarzwald 179.
Petits Caous, Var. 564.
Peyre Arse, Velay 1109.
Peyre-de-Bard, Velay 925.
Pfaffenbeerfurt, Odenwald 367.
Pfaffenkopf bei Treseburg, Harz 876.
Pfeffelbach, Rheinprovinz 675.
Pferdekuppe, Rhön 1206.
Pferdskopf, Rhön 901. 1362.
Pfriemtal bei St. Nabor, Vogesen 531.
Pfunderer Berg, Tirol 278.
Pharkowsky, Ural 353. 568. 590.
Philippinen 1063.
Phlegräische Felder 900. 901. 903. 981.
Piana, Mastellone-Tal, Piemont 588.
Pian Castagnaio, Amiata, Toskana 897. 1244.

Pian di Celle, Umbrien 1488.
Piano del Ré, Monte Viso 483.
Piano de Repe, Roccamonfina 981.
Pianura, Neapel 898. 901. 903. 920.
Pianura di Prato lungo, Roccamonfina 1355.
Piatigorsk, Kaukasus 892. 902. 911. 1001.
Piatra Bonynorului 1061.
Pic du Midi de Pau, Pyrenäen 759.
Pichincha 1081.
Pichu-Pichu 1067.
Pico da Cruz, S. Antaõ, Capverden 965.
Pico das Comarinhas, S. Miguel 1110. 1118. 1204.
Pico de Itatiaia, Brasilien 217.
Pico de Lima, S. Miguel 1357.
Pico del Pozo, Tenerife 960.
Pico de Teyde, Tenerife 1346.
Pico do Fogo, S. Miguel 1110.
Picota, Monchique 147. 197. 211. 247. 429. 545. 623. 629. 1400
Pielgier, Velay 929.
Piemont 352. 379. 563.
Pieni-Perävaara, Karelien 1182.
Pieve, Vicentino 531. 910.
Pigeon Point, Minn. 323. 338. 348. 363. 366. 519. 520. 527. 1176.
Pignon, Cantal 1109.
Pikes Peak, Col. 48. 75.
Pik von Maros, Celebes 173. 209. 605. 924. 1358.
Pila, Tenerife 959.
Pilandsberg, Transvaal 217.
Pilot Butte, Wyo. 1480.
Pillnitz 1002.
Pilsen 1274.
Pine Creek, Montana 419.
Pine Hill bei Dunedin, Neuseeland 1111.
Pine Lake, Ontario 94.
Pinenut, Central Basin 791.
Piñon 1007. 1067. 1081.
Pisa 484.
Pisu-Pisuberg, Sumatra 760.
Piton Bory, La Réunion 1278.
Piton pierreux, Martinique 1008.
Piusweiler, Rheinprovinz 1094.
Piz Cavel, Schweiz 864.
Piz Curver, Schweiz 1293.
Piz Giuf, Schweiz 1500. 1510.
Piz Longin, Schweiz 477.
Piz Toissa, Schweiz 1293.
Pizzuto di Melfi 1389.
Plagnole, Pyrenäen 472. 473.
Plaine des Sables, La Réunion 1278.
Planiol, Frankreich 1087.
Planitz, Sachsen 823. 1101. 1272.
Plantoberg, Schweden 1249.
Plas Newydd, Anglesey 1192. 1312.
Plateau de la Bastide 1109. 1110.
Plateau de Durbige, Auvergne 918.
Plateau des Prudelles, Auvergne 1206.
Plateau Menez Hom, Bretagne 1309.
Plattensee, Ungarn 1208. 1215.
Platzer Kuppe, Rhön 1490.
Plauenscher Grund bei Dresden 144. 177. 178. 518. 667.
Ploaghe, Sardinien 1257.
Plougasnou, Finistère 121.
Plougastel, Bretagne 668.
Plouguerneval, Bretagne 111.
Plumas Co., Kalifornien 372. 682.
Plymouth, N. H. 685.
Poços de Caldas, S. Paulo 190. 194. 196. 218. 548.
Podersam, Böhmen 1413.
Podhorn, Böhmen 1430.
Pöhlberg bei Annaberg 1412.
Pömmerle, Böhmen 545. 607. 694. 696.
Poenjoeng, Sumatra 290.
Pösigberg bei Hirschberg 968.
Pofi, Italien 1386.
Poggio Cavalieri 937.
Poggio Pucci, Cimino 1350.
Poiano di Valpantena, Verona 1206.
Point Bonita, Kalifornien 1218. 1282.
Point Burgos, Martinique 1263.
Point Sal, Kalifornien 371. 432. 433.
Pola de Allande, Asturien 270.
Politsch, Böhmen 1466.
Pollena, Vesuv 169. 1383.
Polter's Point, Lake Champlain 535. 602. 690.
Polveriera, Pantelleria 853.
Ponta Delgada, S. Miguel 1205.
Ponte Fornetta, Lombardei 1087.
Ponte, Roccamonfina 1375. 1387.
Pontesford Hill, Shropshire 1249.
Pontevedra, Spanien 1252.
Pontgibaud, Auvergne 788. 790.
Pont Paul bei Morlaix 123.
Ponza 750. 804. 818. 819. 834. 903.
Poobah Lake, Canada 420.
Popocatepetl 1081.
Popof-Insel 1090.
Poppenberg, Harz 789.
Poppenberg bei Tetschen, Böhmen 1297.
Poppenhausen, Rhön 967. 1381.
Poratscher Berg bei Bilin 1297.
Porič, Böhmen 1223.
Porodnaja, Ural 1290.
Poros, Aegina 1066.
Porschnitz, Sachsen 587.

Porsgrund, Norwegen 165.
Port Coldwell, Ontario 226.
Port Cygnet, Tasmanien 136. 159. 190. 222. 241. 393. 403. 547. 614.
Port de Massat, Pyrenäen 472.
Port de Saleix, Pyrenäen 472. 1513.
Portgain, Pembrokeshire 585.
Port Hill, Brit. Columbia 347.
Portland, Me. 690.
Portobello, Neuseeland 546.
Porto Ceresio, Lombardei 857.
Porto da Cruz, Madeira 405.
Portrush, Irland 1298.
Portugal 59. 285. 299. 325.
Potash Sulphur Springs, Arkansas 220. 252. 546.
Potrero de los Angeles, Argentinien 869.
Potschapel, Sachsen 1070.
Potschberg, Pfalz 1515.
Potschefstrom, Transvaal 503.
Potton, Canada 1290.
Poudières, Auvergne 295.
Pouzac 194. 197. 200. 205. 212. 252. 604. 1240.
Povoaçaõ, S. Miguel 937. 938.
Pozo de los Frailes, Cabo de Gata 1117.
Pozo del Hierro, Cadiz 1243.
Požoritta, Bukowina 848.
Pozzo Maggiore, Sardinien 879. 1410.
Prachatitz 463. 560. 683.
Prades, Pyrenäen 472. 483. 1512.
Prägraten, Tirol 477.
Prag 791.
Praia, S. Vicente, Capverden 959. 1400.
Praia do Asnado, Monchique 1400.
Pranal, Auvergne 790.
Praßberg, Kärnten 44.
Prato bei Florenz 337.
Predazzo, Tirol 167. 536. 542. 544. 592. 597. 606. 693. 694.
Presei, Böhmen 929.
Presenzano 1409.
Presnas, Asturien 567.
Preßberg, Böhmen 371.
Pressek, Fichtelgebirge 1326. 1327. 1331.
Prestberget bei Ragunda, Schweden 1503.
Prestun Saeter, Osterö, Norwegen 358.
Prevaglio di Sotto, Val Sabbia 1070.
Prevali, Kärnten 562.
Pria Borghese, Ligurien 470.
Přibram, Böhmen 289.
Prinz Rudolf Insel, Franz-Josefland 1217.
Proceno, Bolsener See 1388.
Procida, Neapel 981.
Proctor, Vt. 690.
Profile House, N. H. 685.
Provenchères, Vogesen 1101.
Prunu, Monte Ferru, Sardinien 1413.
Pucara, Ecuador 1007.
Puente del Inca, Argentinien 894. 902. 906. 913.
Puellaro, Ecuador 1007.
Puerta, Argentinien 894.
Puerto Angosto, Magelhaens-Straße 63.
Puerto Blanco, Mexiko 1003.
Puerto Churruca, Magelhaens-Straße 63.
Puerto del Aire 1003.
Puerto de Garay, Argentinien 1447.
Puerto del Genoves, Cabo de Gata 835.
Puerto de los Yesos, Cadiz 1243.
Puerto Real, Cadiz 1243.
Puketeroki, Dunedin, Neuseeland 927. 1346.
Pululagua 1062. 1067. 1081.
Punin, Anden 1088.
Punta Bausinari, Sardinien 924.
Punta de la Testa, Cabo de Gata 751.
Punta del Imperatore, Ischia 898. 901.
Punta delle Pietre nere, Foggia 681.
Punta del Sombrero, Canaria 1393.
Punta di Zale, Ischia 920.
Puntaiglas, Schweiz 62. 82. 382.
Puppengehege bei Gottsbühren 1217.
Pusti Hrad, Ungarn 829.
Puulaweri-See, Finland 87.
Puy Cordé, Mont Dore 975.
Puy d'Alou, Cantal 1115.
Puy de Charade 1011.
Puy de Ferrand, Mont Dore 919.
Puy de l'Ouire 1115.
Puy de Pariou 1110.
Puy de St. Sandoux 1399. 1433.
Puy Gros 975.
Puy Montadoux 1168.
Puy St. André, Briançon 556.
Pwl Deri, Pembrokeshire 1277.
Pyhäkuru, Finland 74. 238.
Pyramid Lake 1003.
Pyramid Peak 1352.
Pyrenäen 107. 112. 126. 169. 482.

Quärigberg, Thüringen 1069.
Quebrada de Cerilhos, Chile 292.
Quebrada de las Leñas, Argentinien 1208.
Queckhain, Sachsen 823.
Queensland 1014. 1257. 1360.
Quenast, Ardennen 558.
Quénécan, Frankreich 119.
Quenneberg, Schweden 460.
Querberg, Hessen 1442.
Quérigut, Ariège 587.
Queyrières, Velay 899.

Quiddelbach 968.
Quilatoa, Ecuador 1046.
Quincy, Mass. 209.
Quinta de S. João, Portugal 268.
Quinta di Valpantena, Verona 1206.
Quittenbach, Erzgebirge 669.
Quonochontoque R. J. 89.
Quotshausen, Hessen 1210.

Rabbi Trentino 555. 556.
Rabenauer Grund bei Tharand 678.
Rabenauer Mühle, Weiseritztal 678.
Rabenkopf bei Ilfeld 1095.
Rabenstein bei Sebusein, Böhmen 1454.
Radautal, Harz 341. 438.
Radelstein, Böhmen 972.
Radenitz, Böhmen 1410.
Radicofani, Italien 914. 915.
Radmansö, Schweden 336.
Radöfjord, Norwegen 357.
Radowitz, Böhmen 1391.
Radzein, Böhmen 1391.
Rafsjö, Schweden 523.
Ragged Mtn., Col. 754.
Ragunda, Schweden 72. 184. 213. 526. 538.
Rainy Lake, Canada 378. 1173. 1194. 1209. 1265. 1290.
Raitschin, Fichtelgebirge 1284. 1286.
Rajmahal, Ostindien 1208.
Rakonitz, Böhmen 683.
Rakotyas-Tal, Ungarn 835. 1083.
Ramberg, Harz 59. 60. 111. 112. 121. 518.
Ramberlet, Cantal 1109.
Rambla de Aguilas, Cabo de Gata 1003.
Rambla de la Granatilla, Cabo de Gata 1079.
Rambla del Coralete, Cabo de Gata 791.
Rambla del Esparto, Cabo de Gata 1065.
Ram Island, Salem, Mass. 162.
Rammelberg bei Wippra, Harz 1308.
Ramnäs, Norwegen 157.
Ramsenberg bei Wippra, Harz 1229.
Ramstadt, Odenwald 514.
Ranch Crow's Nest, Texas 840.
Randen, Baden 1448.
Rand Hill, Adirondacks 527.
Randsberg, Schweden 362.
Rangenbergle, Württemberg 456.
Raniganj, Bengalen 455.
Raon l'Etape, Vogesen 44. 1272.
Rapidan, Virginien 1260.
Rapolla bei Melfi 974.
Rappeneck bei Freiburg i. B. 659. 666.
Rappenelv 1265.
Rarushi, Japan 83.
Rasdorf, Rhön 1189. 1394. 1395.
Ras-el-Isned, Nordafrika 1206.
Rasvagg, Norwegen 349.
Rathdrum, Irland 848.
Rathen, Schlesien 782. 1251.
Rat Island, Fernando Noronha 1447.
Rattlesnake Bay, Calif. 295.
Rattsjö, Schweden 367.
Raubbusch bei Dohna, Sachsen 663.
Raubschlößchen bei Weinheim 751. 753.
Raubschloß bei Niederkauffung 1192.
Raudarsbrida, Island 755.
Raudfossafjäll, Island 836.
Raudnitz 1439.
Rauental, Taunus 1292.
Rauhfels bei Wuenheim, Elsaß 800. 809.
Ravenskopf, Harz 814.
Ravin de la Craie, Auvergne 918.
Ravin de l'Usclade, Mont Dore 750. 968. 1115.
Ravin des Egravats, Auvergne 835. 901. 918.
Rayakotta, Salem, Madras 354.
Razvalka, Kaukasus 911.
Read Quarry, Cornwall 758.
Reboulas, Monchique, Portugal 200. 211. 693.
Rebstall bei Barr, Vogesen 662.
Red Bluff, Montana 463.
Ré di Castello, Adamello 301.
Red Hill bei Moltenborough, N. H. 156. 226. 594.
Red Mtn., Col. 1055.
Red Rocks bei Burlington 690.
Reef Island, Kl. Antillen 292.
Regatta Point bei Port Cygnet, Tasmanien 614. 705.
Reghellini, Tretto 1073.
Rehau, Fichtelgebirge 382.
Rehberg, Niederösterreich 377.
Reichen, Böhmen 970. 1349.
Reichelsheim, Odenwald 683.
Reichenberg bei Elbingerode 1308.
Reichenstein, Niederösterreich 144.
Reichenstein, Schlesien 679.
Reichenweier, Elsaß 1468.
Reichersdorf, Sachsen 814.
Reichsdorf, Erzgebirge 1268.
Reichshofen, Elsaß 1165.
Reichstadt, Böhmen 1413.
Reichweiler, Rheinprovinz 1085.
Reidscheid, Rheinpr. 1085. 1095. 1101.
Reindlitz, Böhmen 606.
Reinsdorf, Voigtland 1272.
Reiselberg 1225.
Reisigenstein, Thüringen 1096.
Reissach, Krain 557.

Reitzenhain, Sachsen 511.
Reizenstein Fichtelgebirge 844.
Reka, Santorin 1080.
Rekafjord, Norwegen 356.
Remberg, Hessen 1204.
Rémémont, Vogesen 1101.
Remigiusberg bei Cusel, Pfalz 676.
Remiremont, Vogesen 512. 529. 666.
Remolinos, Chile 292.
Remscheid 916.
Renchtal, Schwarzwald 95. 142.
Renewski'sche Gruben, Altai 797. 798.
Renfrew, Canada 150.
Reno-Tal bei Bologna 341.
Renseburg, Transvaal 216.
Rentzschmühle bei Elsterberg 1323.
Reppanäs, Schweden 348.
Repistye bei Schemnitz, Ungarn 1004. 1045. 1060.
Republic Mtn., Lake Superior 1194.
Reservoir Extension, Canada 603.
Rettenkopf, Stubachtal 475. 476.
Reuth, Fichtelgebirge 100. 107. 108.
Reuthberg, Fichtelgebirge 50.
Reutlingen 1441.
Rhade de Brest 515. 518. 1211. 1322.
Rhenosterkop, Hogeveld, Südafrika 377.
Rhobell Fawr, Wales 1275.
Rhodope Gebirge 811.
Rhön 900. 967. 976. 1182. 1185. 1188. 1216. 1218. 1257. 1355.
Rhönsdorfer Tal, Siebengebirge 404. 695. 907. 917.
Rhyolite Mtn., Col. 969.
Riaillé, Vendée 91.
Ribeira da Barca, S. Thiago 974.
Ribeira das Pedras, S. Miguel 1357.
Ribeira da Torre, S. Antão 937.
Ribeira de Iquape, S. Paulo 219.
Ribeira do Capitão Braz, S. Paulo 218.
Ribeirão João Affonso, S. Antão 1440.
Richelieu River, Canada 149.
Richmond, Minn. 289.
Richmond Mts. bei Eureka City 868. 1055.
Richmond, Kapland 1181.
Ricoletta, Monzoni, Tirol 464. 598. 1471.
Rieden, Rheinprovinz 598. 983. 1415.
Riedle bei Offenburg 289. 765.
Rieseberga, Schweden 1198.
Riesengebirge 44. 51. 57. 59. 511.
Rieserferner 267. 270. 271. 274. 282. 304. 551. 588. 643, 671.
Riffelhorn 464.
Rigolet Haut, Mont Dore 1109.
Riis, Norwegen 934.
Rimberg, Westfalen 1178.
Rimella-Tal, Piemont 462.
Rimogne, Ardennen 863. 1292.
Rinayer Berg bei Hirschberg, Böhmen 1413.
Rincon de la Vega 1062.
Rincovo, Monchique 211.
Rinderbiegen, Rhön 1215.
Rinderweg, Kaiserstuhl 696.
Ringberg bei Suhl 1069.
Ringeriket, Norwegen 158. 931. 935.
Ringgit, Java 1409. 1414.
Ringvatsö, Norwegen 1289.
Riobamba 1088.
Rio Chanchan, Ecuador 1081.
Rio Chupat 1202.
Rio Colorado 292.
Rio das Patas, S. Antão 1447.
Rio de Alausi 1081.
Rio de Janeiro 162. 172. 194. 202. 217. 535. 592. 617. 620. 688. 1167. 1207. 1209. 1213.
Rio Frio, S. Antão 1440.
Rio Guaiama, Ecuador 290.
Rio Leon, Ecuador 1073.
Rio Madeira, Brasilien 158.
Rio Manna 1521.
Rio Negro 1208.
Rio Passa Quatro, Itatiaia 603.
Rio Primero 1447.
Rippachtal, Kaiserstuhl 985.
Risco Blanco, Tenerife 965. 974.
Risco de la Pila, Tenerife 1393.
Risco de Ucanca, Tenerife 960.
Risör, Norwegen 367. 383.
Rittersgrün, Erzgebirge 1439.
Rittner Horn bei Kastelrutt 1046.
River Range, Nevada 1053.
Riviera 331. 337. 342. 1280.
Rivière de Porto, Korsika 849.
Rizzoniberg, Monzoni 598. 694.
Robert-See, Belledonne 331.
Robinson, Montana 289.
Roburent, Piemont 764.
Roc Blanc, Ariège 588.
Roc Blanc, Mont Dore 928. 1115. 1118.
Rocca Freari, Sardinien 924.
Roccamonfina 930. 965. 982. 1045. 1050. 1108. 1186. 1355. 1387.
Roccastrada 785.
Roccatederighi 785.
Rocche Rosse, Lipari 807.
Roche Sanadoire, Mont Dore 925. 968.
Rochesson, Vogesen 144. 506. 510. 512. 790.
Rochlitz, Sachsen 790. 871.
Rockall, Atlant. Ozean 79.
Rock Creek, Montana 419.

Rockport, Mass. 592. 1280.
Roda, Tirol 693.
Rodö bei Alnö 65. 74. 213. 509.
Rodna, Ungarn 565. 998.
Röd, Christianiafjord 534.
Rödling, Erzgebirge 666.
Röhrsdorf, Sachsen 112.
Röken, Norwegen 931.
Röllshausen 1258.
Rönneberg bei Gelnhausen 1258.
Röraas, Norwegen 379.
Röspe, Westfalen 845. 873. 874.
Röstånga, Schweden 1265.
Röthelgehäu, Thüringen 908.
Rofna, Schweiz 517.
Rognstrand 182. 183.
Roguédas 383.
Rohrbach, Odenwald 514.
Rohrbach bei Regen 557.
Rohrbach, Rheinprovinz 1095.
Rollberg bei Niemes, Böhmen 1301.
Rom 1415.
Romansfjord, Norwegen 373.
Romberg bei Gelnhausen 1258.
Romberg bei Steens, Rhön 1204.
Romsaas, Norwegen 371.
Ronca bei Verona 1189.
Rongstock, Böhmen 393. 396. 403. 408. 410. 427. 545. 597. 694.
Ronsperg, Böhmen 337. 481.
Rooray, Orkneys 692.
Roque del Pino, Tenerife 959. 977.
Roque del Valle, Gomera 959.
Rosario 292.
Rosbach bei Hünfeld, Rhön 1394.
Roschberg, Rheinprovinz 1094. 1225.
Rosenau, Siebengebirge 904.
Rosenberg bei Hofgeismar 1411.
Rosenbühl bei Eschwege 1295.
Rosenbühl, Fichtelgebirge 844. 942.
Rosica, Cabo de Gata 1010.
Rosignano bei Pisa 484.
Rosita Hills, Col. 812. 868. 902.
Roslagen, Schweden 67.
Rosloup bei St. Brévin 106.
Roßberg bei Darmstadt 1432. 1441. 1442.
Roßdorf, Rhön 1394. 1395.
Rossshire, Schottland 242.
Roßtrappe, Harz 1234.
Roßwein, Sachsen 324. 377.
Rostrenen, Côtes du Nord 116. 119. 121.
Rotenkirchen, Rhön 1395.
Roth, Nassau 1205.
Rothau, Böhmen 1449.
Rothau, Vogesen 507. 508. 512. 790.
Rothbachtal, Tirol 278.
Rothenberg bei Wernigerode 508.
Rothenburg, Thüringen 286.
Rothenkopf, Tirol 476.
Rothschönberg, Sachsen 143.
Rothweil, Kaiserstuhl 968. 1389. 1398. 1409.
Rouergue 525.
Rougemont bei Montreal 485.
Rougemont, Pyrenäen 402.
Routivare, Schweden 363.
Roveredo, Tirol 1446.
Rovio 1072.
Rowlandville, Md. 50.
Roxensee, Schweden 63.
Roy, Mastallone-Tal 588.
Royal Sound, Kerguelen 895.
Ruan, Tretto 1073.
Rucu-Pichincha 1067. 1081.
Rudeville, N. Y. 689.
Rübeland, Harz 532. 844. 944. 1233. 1268.
Rüblinghausen, Westfalen 846.
Rüdigheim, Maintal 1217.
Ruhrtal 1192. 1290.
Ruige Gebirge 811.
Rum, Schottland 365. 638.
Ruma, Los-Inseln, Guinea 216. 1504.
Rumburg, Böhmen 43.
Rumburg, Lausitz 1002. 1440.
Rundemyr, Norwegen 642.
Rupbachtal, Nassau 625. 1237.
Ruppach, Nassau 1107.
Ruppertsecken, Pfalz 1226.
Rupt, Vogesen 502. 503. 507. 750. 758. 1099.
Ruseinbrücke bei Dissentis, Schweiz 588.
Rußdorf, Sachsen 465. 480.
Ruth Mine, Nevada 663.
Rutland 690.
Rybie, Westgalizien 1004.
Rye, N. H. 1237.
Ryningsnäs, Schweden 326.

Saales, Vogesen 502. 529.
Saarburg, Rheinprovinz 1234.
Saba, Kl. Antillen 1081.
Sababurg, Habichtswald 1182. 1204. 1207. 1277. 1279.
Sabangan, Luzon 786.
Sacco bei Roveredo 1356.
Sacrau, Schlesien 270.
Särna, Schweden 203. 542. 625. 849.
Säsebühl bei Dransfeld 1277.
Sager, Reintal, Tirol 305.
Saguenay, Canada 359. 368.
Sahara 227.
Sahoen, Sumatra 290.
Sainerholz, Westerwald 972.

Saipan, Insel 1082.
Sakopski Luk, Volhynien 360.
Sala, Schweden 558. 1265.
Salarnotal, Adamello 301.
Salbach 1225.
Salem, Mass. 14. 194. 195. 221. 252. 394. 396. 398. 402. 408. 410. 539.
Salem, Madras 354.
Salenga, Transbaikalien 298.
Salesl, Böhmen 968. 1206.
Salida, Col. 1293.
Salies de Salat, Pyrenäen 1241.
Salinas de Bustos, Argentinien 1226.
Saline Co., Arkansas 147. 190. 220. 691.
Salisbury Crags, Edinburgh 1312.
Sallanche 507.
Salmosac bei Smyrna 811.
Salmünster, Rhön 1215.
Salolé, Boran-Land 151.
Salta, Argentinien 1274.
Salto da Ribeirinha, S. Miguel 937.
Salto del Castellano, Canaria 1393.
Salto preto 1440.
Salvador, Centralamerika 1012. 1256.
Salzberg bei Suhl, Thüringen 1069.
Salzmühle bei Dreisbach, Rheinprovinz 1085.
Salzungen, Rhön 1394.
Samone bei Ivrea 346.
Samothrake 341. 750. 752. 764.
Samuel Anders Grube, Grangärde, Schweden 1280.
Sanarate, Guatemala 786.
Sandåkra, Schweden 1391.
Sandakrog, Island 1090.
Sandberg bei Frielendorf 1258.
Sandberg bei Wittges, Rhön 1378.
Sande, Norwegen 72.
Sandebeck, Teutoburger Wald 1411.
Sandefjord, Norwegen 545.
Sander, Ostafrika 76.
Sandfjord, Norwegen 144.
Sandsjö, Schweden 1238. 1259.
Sandwich 1044. 1092. 1186. 1192.
Sandy Braes, Irland 762.
Sanelberg bei Barr, Vogesen 1232.
Sangoneto, Piemont 96.
Sanquhar, Schottland 1275.
S. Anastasia 169.
S. Andrae-Visegrader Gebirge, Ungarn 1053. 1064. 1065.
S. Andrés, Tenerife 1393.
S. Anna do Garambé, Minas Geraes 1182.
S. Anne de Bellevue bei Montreal 707.
S. Antão, Capverden 965. 1400. 1435. 1474.
S. Antonio, Anden 292.
S. Antonio, Monchique 211.
S. Barthélemy, Ariège 468.
S. Bartolo, Guatemala 786.
S. Bartolomeo, Portugal 60.
S. Béat, Pyrenäen 1241.
S. Blaise-la-Roche, Vogesen 266.
S. Blazey, Cornwall 102.
S. Bresson, Vogesen 1272.
S. Brévin, Loire-Inférieure 100.
S. Brieuc, Bretagne 268. 270. 285.
S. Catharina, Tretto 1073.
S. Clemente 1375.
S. Cristobal, Chile 1104.
S. Cruz, Brasilien 603. 665. 696.
S. Davids 1198. 1248. 1321.
S. David's Head 944. 1259.
S. Dié, Vogesen 512.
S. Egidi, Steiermark 1051. 1079.
S. Elmo, Pantelleria 854.
S. Etienne, Vogesen 479. 480. 666.
S. Fedelino, Lago Maggiore 44. 48.
S. Francisco, Kalifornien 474. 1260.
S. Francisco, Monchique 246.
S. Gaetano, Pantelleria 926.
S. Genès-Champanelle, Auvergne 667.
S. Georgskloster bei Sebastopol 851.
S. Gotthard 97.
S. Helena 1356.
S. Hilaire de Loulay, Vendée 92.
S. Ildefonso, Spanien 682. 1269.
S. James, Galopagos 1317.
S. Jean-Brevelay, Morbihan 83.
S. Jean-du-Doigt, Finistère 121.
S. João d'El Rey, Minas Geraes 1182.
S. Johann, Iseltal 282. 551.
S. Johann, Niederösterreich 672.
S. John, New Brunswick 307. 336. 360. 367. 562.
S. José, Tamaulipas, Mexiko 226. 622. 691.
S. Lary, Pyrenäen 1242.
S. Léon, Allier 113.
S. Leonhard, Niederösterreich 672.
S. Leonhards, Dunedin, Neuseeland 927. 928.
S. Lin, Quebec 708.
S. Lucia di Tallano, Korsika 286. 295.
S. Lucia bei Iglesias, Sardinien 760.
S. Lucia, Kalifornien 433.
S. Lugano, Tirol 757. 827.
S. Luis Obispo, Kalifornien 433.
S. Maria, Arizona 1261.
S. Maria, Guatemala 1067.
S. Maria dei Monti, Phlegräische Felder 1386.
S. Maria del Casone, Phlegräische Felder 1386.

S. Maria del Pianto, Phlegräische Felder 1386.
S. Martino, Roccamonfina 1387. 1388.
S. Martino, Viterbo 1388.
S. Maurice, Vogesen 529. 1099.
S. Michaelis bei Freiberg i. S. 656.
S. Michaels Mount, Capverden 966.
S. Michel, Loire-Inférieure 388.
S. Miguel, Azoren 891. 894. 896. 898. 902. 904. 921. 937. 939. 1043. 1046. 1048. 1055. 1109. 1205. 1299. 1357.
S. Moritz, Engadin 289.
S. Nabor, Vogesen 50. 60. 529. 557. 750. 764. 790. 1070.
S. Nazaire 106.
S. Ottilien bei Freiburg i. B. 1441.
S Pau en Olot bei Gerona, Katalonien 1278.
S. Paul, Indischer Ozean 1089. 1164. 1191. 1203. 1204. 1205. 1206. 1278. 1315. 1401.
S. Paulo, Brasilien 60. 157. 190. 217. 218. 290. 603. 617.
S. Pé-de-Hourat, Pyrenäen 470. 1241.
S. Pedro, Argentinien 753.
S. Pedro, Cabo de Gata 1010.
S. Pedro, Portugal 279.
S. Peter's Dome, Col. 77.
S. Piero, Elba 115.
S. Pierre-Eynac, Velay 984.
S. Pierre, Martinique 1074.
S. Raphael, Var 564.
S. Rita do Rio Abaixo, Minas Geraes 1182.
S. Sebastian, Salvador 1012.
S. Sorlin, Frankreich 922.
S. Sylvestre, Hte.-Vienne 585.
S. Thereza, Rio de Janeiro 656.
S. Thiago, Capverden 1400. 1474.
S. Thomas, Kl. Antillen 292.
S. Thomé, Guinea 929. 948.
S. Trinitá bei Orvieto 1388.
S. Ulderico, Tretto 1073.
S. Valentino-Tal 551.
S. Veran, Htes. Alpes 382.
S. Vicente, Alemtejo 279.
S. Vicente, Capverden 194. 197. 200. 215. 250. 432. 1440. 1447. 1474.
S. Vincent 1054. 1081.
S. Vincenzo, Italien 763. 785.
S. Wendel, Rheinprovinz 1201. 1228.
Santo, Neue Hebriden 1082.
Santorin 1063. 1080. 1088. 1117. 1119.
Sapanje Tepek, Troas 1416.
Saparua, Molukken 1011.
Sapois, Vogesen 530.
Sark, Canalinseln 462.
Sarn, Wales 1436.
Sarntal, Tirol 790.
Sartene, Korsika 295.
Sasbach, Kaiserstuhl 1467.
Saskal, Böhmen 1223.
Sassari, Sardinien 1257.
Saßberg bei Dettingen, Schwäb. Alb 1454.
Sassenbay, Isfjord 1521.
Sassfora, Ultental 556.
Sassoforte, Italien 785.
Saubach am Schneckenstein, Sachsen 125.
Sauk Rapids, Minn. 62.
Saulx, Vogesen 1232.
Savaii 1186. 1490.
Savoyen 1280. 1284.
Sawtooth Mtns., Texas 136. 164. 603.
Saynajöki, Finland 289.
Scarrupata, Ischia 898. 901. 923.
Scauri, Pantelleria 1116.
Schabberg bei Saaz 1413.
Schackau, Rhön 918. 1412.
Schackberg, Rhön 1203. 1206.
Schadental, Thüringen 1231.
Schadewalde, Lausitz 1398.
Schärtekopf bei Kleinschmalkalden 1096.
Schalkenmehren 1410.
Schanzberg bei Schreckenstein 695.
Schanze bei Gudenberg, Hessen 1411.
Scharteberg 1410.
Scharzfeld, Harz 750. 800. 814.
Schasdorf 1398.
Schaufelgraben, Steiermark 910.
Schaumberg bei Tholey, Rheinprovinz 1225. 1311.
Scheibenberg, Kaiserstuhl 1441.
Scheibenberg bei Tetschen 1390.
Scheidsberg bei Remagen 1183. 1191. 1205.
Scheik-Hussein, Galla-Land 700.
Schelingen, Kaiserstuhl 1107.
Schemnitz 272. 293. 755. 817. 902. 904. 911. 996. 1002. 1004. 1042. 1061. 1063. 1078. 1088. 1103.
Schenkelberg, Habichtswald 1469.
Schenkelsberg bei Hünfeld, Rhön 1395.
Schenkenzell, Schwarzwald 509. 511.
Schenklengsfeld, Rhön 1391.
Scherbitz, Sachsen 625.
Schichenberg bei Tetschen 1398.
Schiebeckstal bei Harzerode 1305.
Schierke, Harz 82.
Schiffenberg bei Gießen 1276.
Schildberg, Mähren 285.
Schiltingeramt, Niederösterreich 671.
Schindelklamm bei Baden 1313.
Schirmeck, Vogesen 664. 673. 1001.
Schlan, Böhmen 1439.

Schlans, Schweiz 350.
Schlegel, Fichtelgebirge 1231. 1286.
Schlegeltal, Schwarzwald 559.
Schleidertal 556.
Schleiz 669.
Schlesien 323. 364.
Schletta, Sachsen 825.
Schleusetal, Thüringen 517.
Schlitz, Vogelsberg 1206.
Schloßmühle bei Dohna, Sachsen 636.
Schluckenau, Lausitz 49. 335.
Schlüsselburg, Böhmen 1206.
Schmalenberg bei Harzburg 334. 337. 373. 388. 947.
Schmalkalden, Thüringen 511. 521. 531. 674. 814. 1069. 1226.
Schmiedeberg, Böhmen 980.
Schmiedeberg, Schlesien 518.
Schmiedefeld, Thüringen 119.
Schnappenhammer, Fichtelgebirge 660.
Schneckenstein, Sachsen 125.
Schneeberg, Fichtelgebirge 50.
Schneeberg, Sachsen 44. 110. 511.
Schneeberg, Vogesen 50.
Schneekoppe, Riesengebirge 105.
Schneidemüllerkopf, Thüringen 1069. 1086.
Schnellbach, Thüringen 1311.
Schoa 1402.
Schoden a. d. Saar 287.
Schöbaberg, Böhmen 1413.
Schöbischowitz, Öster. Schlesien 1245.
Schöllschitz, Mähren 286.
Schönau, Schwarzwald 511. 531.
Schönauerberg bei Buchen, Böhmen 1475.
Schönbach, Schwarzwald 143.
Schönberg bei Freiburg i. B. 1441.
Schönberg, Odenwald 1396.
Schönborn, Lausitz 1399. 1440.
Schöneberg bei Leisel 1202.
Schönfeld, Erzgebirge 678.
Schönfeld bei Kamnitz 964.
Schönfels bei Planitz 1282.
Schönlinde, Lausitz 1399.
Schößbach, Westerwald 1274.
Scholoda, Abessynien 594.
Schonen 351. 1185. 1199. 1294.
Schorn bei Dernbach, Rhön 1394.
Schotten, Vogelsberg 1206. 1319.
Schottland 59. 196. 323.
Schrebitz, Sachsen 180.
Schreckenstein, Böhmen 371. 1297. 1413.
Schreckkopf, Thüringen 802.
Schriesheim, Odenwald 113. 289. 296. 299. 301. 458.
Schurdo-Schlucht, Kaukasus 1092.
Schwabitz 1413.
Schwaden, Böhmen 156.
Schwalm 1258.
Schwarzbiegel, Habichtswald 1295.
Schwarze Berge, Rhön 1427.
Schwarze Elz, Vogelsberg 972.
Schwarzenbach, Fichtelgebirge 382.
Schwarzenbach, Kärnten 521.
Schwarzenbach, Rheinprovinz 1095.
Schwarzenberg, Erzgebirge 764. 765.
Schwarzenberg bei Tringenstein, Nassau 1326.
Schwarzenberg, Vogesen 285. 294.
Schwarzenfels, Rhön 1197.
Schwarzenstein bei Trogen 1326.
Schwarzerden, Rheinprovinz 1225. 1231.
Schwarze Wand, Tirol 476.
Schwarzhaupt, Rhön 1196. 1217. 1276.
Schwarzwald 62. 83. 178. 502. 511. 513. 756. 790. 814.
Schweinsbusch bei Daseburg 1469.
Schweisweiler, Rheinprovinz 1086.
Scoglio dei Cyclopi, Catania 1168.
Scoglio Pomo, Dalmatien 289. 681.
Scourie, Schottland 462. 481. 1289.
Screpidale, Raasay 1278.
Scuir of Eigg. 822.
Seaview, Dunedin, Neuseeland 627. 1346.
Sebusein, Böhmen 1206. 1390.
Sechshelden, Nassau 1271. 1329.
Seda Oro, Sardinien 1257.
Sedbergh, England 671.
Sedels, Böhmen 924.
Seebach, Schwarzwald 143.
Seeben, Tirol 278. 307. 308.
Seefelder Alp, Ultental 469.
Seeheim, Odenwald 333. 461. 1396.
Seeland 324. 329.
Seelen, Pfalz 1260.
Seeleshof, Rhön 960. 965. 974.
See Magad, Deutsch-Ostafrika 1346.
Seewen, Vogesen 504. 511. 814.
Segal-Tal, Brit. Ostafrika 1437.
Seifen, Erzgebirge 1439.
Seifersdorf, Böhmen 1413.
Seifhennersdorf, Sachsen 1398. 1399.
Sekuale, Ostafrika 930.
Selb, Fichtelgebirge 50.
Selberg bei Quiddelbach 968. 969.
Seljadalr, Island 1315.
Selnitzberg bei Bilin 969.
Selviella, Asturien 566.
Semen bei Cura, Venezuela 1474.
Semhé, Sokotra 671.
Semil, Böhmen 1223.
Semonlethi, Kaukasus 1082. 1090.

Senftenberg, Niederösterreich 468.
Sengelberg bei Salz, Nassau 1107.
Senones, Vogesen 1101. 1223.
Sénoudibou, Sudan 924.
Sepulchre Mtn., Yellowstone Park 1060. 1352.
Serau, Molukken 1089.
Serawschan, Turkestan 223.
Serra de Bocaina, Brasilien 217.
Serra da Mantiqueira, Brasilien 217.
Serra de Itatiaia, Brasilien 202. 225.
Serra de Mendonha, Brasilien 150. 620.
Serra de Monchique, Portugal 193. 194. 197. 199. 200. 204. 207. 208. 210. 213. 217. 248. 249. 604. 622. 629. 692.
Serra de S. Lucia, Calif. 45.
Serra de Tinguá, Brasilien 190. 200. 202. 208. 217. 218. 596. 603. 607. 628. 686. 1466.
Serra do Hilario, S. Paulo, Brasilien 678.
Serra do Picú, Brasilien 603.
Serra dos Poços de Caldas, Brasilien 242. 246. 247. 546. 548. 549. 596. 603, 620. 628. 974. 1409. 1415.
Serra Gorda, S. Miguel 1205.
Serrang-en-Cantenac, Pyrenäen 1513.
Serrania de Cuenca, Spanien 1447.
Serrania de Ronda, Spanien 57. 353. 471. 472. 474. 479. 1197. 1243.
Serrata, Cabo di Gata 1010. 1079.
Serrazuela, Argentinien 1069.
Serre Barbin, Briançonnais 556.
Sesia-Tal, Piemont 349.
Sete Cidades, S. Miguel 926. 937. 1110.
Setigalanga, Südafrika 341.
Setoya Range, Nevada 1053.
Settima-Berge, Abessynien 1257.
Sevilla 1237.
Seyberer Berg, Niederösterreich 305.
Seychellen 54. 680.
Seydorf, Riesengebirge 504.
Sforzella, Monzoni 604.
Sgonwan Mor, Schottland 242. 604.
Skackfords, N. H. 603.
Shannon Tier bei Hobart, Tasmanien 1449.
Shantung, China 682. 897. 906. 910.
Sharka bei Sebastopol 851.
Schaumburg bei Kassel 1469.
Sheep Coral Cañon 755.
Sheep Creek, Montana 697.
Shefford Mtn., Canada 149. 154. 401. 402. 430. 603. 671.
Sherbrooke, Canada 359. 690.
Sherekin Creek, Montana 537.
Shevaroi-Berge, Ostindien 69.
Shilmore, Arran 800.
Shinano, Japan 765.
Shipshaw, Canada 482.
Shipton Range, Canada 52. 67.
Shitomir, Volhynien 327.
Shomboli, Deutsch-Ostafrika 927.
Shonkin Creek, Montana 419. 436.
Shonkin Sag, Montana 172. 419.
Shoshone Range, U. S. A. 1003.
Shrewsbury 1085.
Shropshire 1226.
Siauw, Indischer Archipel 1082.
Siakuh-Gebirge, Persien 912.
Siboemboem-Gebirge, Sumatra 386. 944. 1314.
Sichota-Alin, Mongolei 1279.
Sichrov, Böhmen 1413.
Siderão, S. Antão 1409.
Sidi Zerzor, Algier 786.
Sidlow Hills, England 1084.
Siebenbürgen 900. 1060. 1117.
Siebengebirge 890. 897. 900. 907. 946. 949. 1045. 1183. 1205. 1299. 1399.
Siedelsbrunn, Odenwald 284.
Siegen 1318.
Sierra Canyon 1007.
Sierra de los Granatillos, Cabo de Gata 1061.
Sierra de Zebro, Portugal 364.
Sierra Madre, Guatemala 903. 1055.
Sierra Nevada de S. Martha, Columbia 68. 146.
Sierra Nevada, Calif. 1113.
Sierra Parda, Cadiz 470. 1243.
Sierra von Talac-Gpa, Argentinien 1208.
Signalberg, Kiautschou 61.
Sigowet-Berge, Brit. Ostafrika 1437.
Siksjöberg, Schweden 298.
Silaki, Sumatra 944.
Silberberg, Fichtelgebirge 1272.
Silberg, Westfalen 845.
Sillberg bei Berchtesgaden 340.
Siliquá, Sardinien 1010. 1043.
Sillumen, Pantelleria 853.
Siloenkang, Sumatra 62. 298. 458. 450.
Silver Bay, Alaska 286.
Silver Cliff, Col. 812.
Silver Lake, Col. 1113.
Silver Lake, Calif. 1261.
Silver Peak, Nevada 520.
Silverton, Col. 1055.
Simpson, Utah 766.
Singalang, Sumatra 1083.
Singapuram, Madras 354.
Singa-Schlucht, Deutsch-Ostafrika 1457.
Sinni-Tal, Basilicata 342.

Sinsen, Christiania 534.
Siorarsiut, Grönland 467. 471.
Sipiciano, Roccamonfina 1355.
Sippling Crag, England 1269.
Sirddegoppe, Varanger 1265.
Sirgwitz, Schlesien 1198.
Sitio d'Alcaria, Monchique 211.
Sitio dos Casaes, Monchique 202.
Sitio do Covado, Monchique 211.
Sitka, Alaska 286. 520.
Sivamalai, Madras 160. 194. 202. 223. 224.
Sjögrénberg 1217.
Sjugare, Schweden 338.
Skandinavien 59. 61. 67. 323. 334. 340. 352. 353. 379. 1230.
Skaraborg, Schweden 362.
Skiddaw, Nordengland 108.
Skidhill, East Lothian 922.
Skien, Norwegen 935.
Skinner's Cove, Nachvak, Labrador 480.
Skirstadtjern, Norwegen 147.
Skogsö, Norwegen 480.
Skotningen bei Bommelö, Norwegen 518.
Skoumsaas, Norwegen 931.
Skritin, Böhmen 924.
Skullestad, Norwegen 525.
Skurruvaselv, Norwegen 336.
Skurven bei Herben, Norwegen 604.
Skwentna, Alaska 149. 585. 588.
Skye 66. 95. 114. 127. 380. 518. 523. 912. 1202.
Släda, Alnö 440.
Slättberg, Schweden 1259.
Slättmossa, Schweden 88.
Slater's Fork, Elkhead Mtns., Montana 903.
Sleat, Skye 913. 1089.
Slemdal, Norwegen 609. 935.
Slemmestad, Norwegen 1236.
Sletsjö, Norwegen 595.
Slivenalargy, Island 1029.
Småland 235. 286. 346. 351. 1250.
Smålenene, Norwegen 371.
Smith Creek, Yukon, Alaska 483.
Smrkouz-Gebirge, Steiermark 1063.
Smyrna 1064. 1104.
Snäffelshalbinsel, Island 762. 837. 838.
Snarösund, Christiania 601.
Snidang, Sumatra 290.
Snowbank, Minn. 82. 389.
Snowdon, Wales 848.
Snowy Bluff, Viktoria 791.
Snowy River, Viktoria 60. 1100.
Soana-Tal, Piemont 96.
Sobotka, Böhmen 1413.
Soccavo 920.
Socotra 52. 76. 612.
Soden, Spessart 670.
Södermanland 1238. 1249.
Södra-Berge, Schweden 625. 692. 1440.
Söhla, Mähren 431.
Sölden 555. 1441.
Sölvsberg, Norwegen 404. 410. 612. 692.
Söndmöre, Norwegen 471.
Soengei Lassi, Sumatra 62.
Soepajang, Sumatra 459.
Söråker, Schweden 706.
Soerau, Sumatra 290.
Sörfjord, Norwegen 357.
Sösdala, Schweden 1198. 1399.
Sötern, Birkenfeld 1095. 1101. 1251. 1281.
Soganly, Armenien 1083. 1092.
Soggendal, Norwegen 69. 355. 356. 362.
Sohland, Lausitz 1235.
Sokoly, Mähren 658.
Solberga, Schweden 1254.
Solfatara 920.
Solikowsk, Ural 482.
Somaliland 144. 761. 762. 765. 840. 1402.
Somma 1381.
Sondermyren, Norwegen 609.
Sone-Fluß, Vorderindien 353.
Sonnenhalde bei Neidlingen 456.
Sonora, Calif. 582. 589.
Sorano 1408.
Sordawala, Finland 1280.
Sorö, Norwegen 386.
Soulavac, Ariège 460.
South Boulder, Montana 148. 1352.
Southern Klondyke, Nevada 587.
South Hill, Nevada 1007.
South Meadow, Montana 483.
South Mountain, Pa 765.
South Park bei Leadville 868.
South Peak, Montana 161. 613.
South Sherbrooke, Canada 333.
Soyjoch, Ultental 552.
Spanish Peak, Calif. 462. 589.
Sparbrod, Rhön 1361. 1362.
Sparhof, Rhön 1216. 1217.
Spechtshausen, Sachsen 824. 825. 828.
Specimen Ridge, Yellowstone Park 1351.
Spelunca, Monte Ferru, Sardinien 1413.
Sperlingstein bei Tetschen 1349.
Spessart 511. 659.
Speßburg bei Barr, Vogesen 656. 657. 662.
Spiemont bei St. Wendel 675.
Spielweg, Münstertal, Schwarzwald 751.
Spitz a. d. Donau 672.
Spitzberg bei Brüx 969.
Spitzberg bei Tepl 890. 893.

Spitzbergen 1231. 1522.
Spitzcunnersdorf 968.
Spitzenberg bei Schemnitz 1004.
Spitzer Stein bei Mosern 695.
Spizza 1087.
Sponda Sursess, Schweiz 1293.
Sponeck, Kaiserstuhl 696. 1441.
Sporneiche bei Urberach 1441.
Sprendlingen, Hessen-Darmstadt 1411.
Spreng Kogel, Tirol 475.
Spring Cove 1275.
Squam Lake bei Moltenborough 689.
Squam Light, Salem, Mass. 527.
Square Butte, Montana 138. 155. 173. 542.
Staadt, Rheinprovinz 1308.
Stabäk bei Christiania 1302.
Stadsberget bei Ragunda 535.
Stadt Steinach, Fichtelgebirge 1231.
Stahlberg, Harz 943.
Stahlhofen, Westerwald 917.
Stallegg, Niederösterreich 143. 660.
Stammrod bei Harzgerode 1229.
Stanislas River, Kalifornien 868.
Stanitza, Gouv. Jenisseisk 432.
Star Hill Mine. Canada 143.
Stark, N. H. 157.
Starkenbach, Böhmen 1226.
Starkenbach, Vogesen 469.
Starlera Alp 1233.
Staufenberg bei Michaelstein 943.
Steamboat Mt., Montana 563.
Steben, Fichtelgebirge 1233.
Steffeln, Eifel 1415.
Steierdorf, Banat 1227. 1332.
Steige, Vogesen 662.
Steimel bei Schameder, Westfalen 875.
Steinacher Joch, Tirol 672.
Steinbach bei Bensen 1349.
Steinbach an der Heide, Fichtelgebirge 557.
Steinbach bei Naila 1286.
Steinbach, Rhön 1395.
Steinbach, Schwarzwald 750.
Steinberg bei Bräuna, Hessen 1298.
Steinberg bei Goslar 1179.
Steinberg bei Oberlistingen 1469.
Steinbuckel bei Traisa 1276.
Steinbühl bei Weilburg 1298.
Steinegg, Niederösterreich 560. 672.
Steinernes Meer. Rhön 1378.
Steingraben bei Dömös 1065.
Steingrün 669.
Steinheim 1204.
Steinige Tunguska, Sibirien 984. 1260.
Steinrausch 1410.
Steinriesenweg, Kaiserstuhl 958. 965. 983.
Steinsberg bei Weiler 371. 1348. 1432.
Steinschöna 1206.
Steinwand, Rhön 975.
Stellberg, Rhön 965. 975. 1295.
Stemfjord, Norwegen 935.
Stempel bei Marburg 335. 1208. 1301.
Stenbrudsvand bei Grorud, Norwegen 72.
Stengerts bei Aschaffenburg 681.
Stenviken, Norwegen 183.
Stenzelberg, Siebengebirge 404. 1043. 1117.
Stepanowka, Volhynien 66.
Stepovak Bucht, Alaska 533. 564.
Stewartstown, N. H. 292.
Stiebitz, Lausitz 1184. 1234.
Stikkisholmr, Island 1090.
Stinkingwater, Yellowstone Park 1351.
Stockhahn, Westerwald 917.
Stockholm 44. 93. 371.
Stockö, Norwegen 214.
Störzelberg bei Wolfstein 1231.
Stoitrenna bei Grorud, Norwegen 703.
Stolpås, Alnö 460. 625.
Stolpen, Sachsen 1198. 1206. 1355. 1412.
Stolzenfels bei Wolfstein 1086.
Stolzenhann, Erzgebirge 1433.
Stony Point, N. Y. 56. 280. 461.
Stopfelskuppe bei Eisenach 1412. 1431. 1432.
Stoppelsberg bei Hünfeld, Rhön 1216. 1295. 1469.
Stoppenberg bei Thale a. H. 1331.
Store Bekkafjord, Norwegen 332. 336. 373.
Storfjord, Spitzbergen 1521.
Stormking Mtn., N. Y. 541.
Stornäset, Alnö 625.
Storsjö 523.
Straßbessenbach, Spessart 670.
Strath, Skye 519.
Strathaird, Skye 913.
Strathblane, Schottland 1208.
Strehla, Sachsen 110.
Strehwalde, Lausitz 1234.
Striegau, Schlesien 1194. 1205.
Strömstad, Schweden 931. 1223.
Stroheich, Eifel 1396.
Strohn 1410.
Stromboli 1189.
Strumble Head, Pembrokeshire 944.
Stücklistock, Aarmassiv 556.
Stücksbühl, Hessen 1469.
Stürwieser Alp, Graubünden 1293.
Sturfels bei Plidar, Ungarn 1078.
Suc de Montusclat, Velay 969.

Suckoro 998.
Sudbury, Canada 306. 348.
Suddenham, Neusüdwales 1359.
Sudka bei Kleinskal, Böhmen 1413.
Südafrika 1163. 1252.
Südnorwegen 77. 136. 177. 195. 209. 640.
Süd-Rawa, Vorderindien 353.
Südsee-Inseln 1474.
Südvogesen 144. 275. 531. 666.
Suess-See, Brit. Ostafrika 978.
Suhl, Thüringen 1208. 1394.
Suldenferner, Tirol 552.
Suldental, Tirol 552.
Sulitjelma, Norwegen 289. 381. 382. 477.
Sulloditz, Böhmen 607. 987. 1466.
Sulphur Island 1089.
Sulphur Springs, Arkansas 220.
Sulzberg, Tirol 471.
Sumatra 62. 66. 82. 279. 285. 1066. 1237. 1260. 1264. 1268. 1270. 1314.
Summit Station, Vt. 690.
Sunda Archipel 1063. 1088.
Sundalsören, Norwegen 394.
Sundsvall, Schweden 604.
Sundvolden, Norwegen 935.
Sun River, Montana 696.
Suretta 864.
Susan Creek, Nevada 1053.
Sustenhörner 517.
Sustenjoch 556.
Svarstad, Norwegen 609.
Svartdal, Norwegen 295.
Svennevad, Schweden 523.
Svetla, Böhmen 1455.
Svinhollar, Island 838.
Svir-Fluß, Finland 1180. 1181. 1265.
Sweet Grass Hills, Montana 526.
Swietlau, Mähren 1063.
Swift's Creek, Victoria 82. 278. 299. 459.
Swirrel Edge, Nordengland 1231.
Sydney, Neusüdwales 1359.
Syracuse, N. Y. 454. 455. 468.
Syssert, Ural 586.
Szagh-Berg bei Szobb, Ungarn 1064.
Szarko 998.
Szarvaskö, Ungarn 463.
Szaska, Ungarn 304.
Szekelikö bei Toroczko, Ungarn 1050.
Szeljankina, Ural 141.
Szigliget-Berg am Plattensee, Ungarn 1315.
Szöghi, Ungarn 833.
Sztrimba, Siebenbürgen 1066.

Taba Umboom, Südafrika 1264.
Taba Umlutschue, Südostafrika 1226.
Tabarz, Thüringen 908.
Tabberabberah, Victoria 287.
Taberg, Schweden 362. 482.
Table Cape Bluff, Tasmania 1359.
Table Mtn., Kalifornien 1113.
Tacoma, Columbia 1054.
Tafira, Canaria 1474.
Taganrog, Südrußland 562. 699.
Tahiti 173. 403. 627. 701.
Tai-kung-tau, Kiautschou 116.
Taimyrland 925.
Taïta-Tal, Korsika 849.
Takvam, Norwegen 358.
Tamara 216.
Tambach, Thüringen 814.
Tammela, Finland 84. 1292.
Tammerfors, Finland 284.
Tampoeroenga, Sumatra 290.
Tandjang Lossa, Celebes 1409.
Tandjang Mulo, Celebes 983.
Tannebergstal, Erzgebirge 673. 1247.
Tarafalbay, S. Antão 1440.
Tarawera, Neuseeland 786. 1172. 1218.
Tarczal, Ungarn 772.
Tareyre, Velay 1319.
Taroeng-Taroeng, Sumatra 459.
Tarschergraben, Tirol 556.
Tasmanien 14. 196. 808. 1422. 1424.
Tassau, Mähren 83.
Tauberfelsen, Brohltal 1410.
Taucha, Sachsen 915. 916.
Tauferer Tal 282.
Taufstein, Vogelsberg 1216. 1217.
Taulada, Sardinien 114.
Taunus 1290.
Taupo-See, Neuseeland 875.
Tavanasa, Schweiz 864.
Tavetsch, Schweiz 382.
Tavolato bei Rom 1388.
Tawajok, Kola 231.
Teasdale, Nordengland 1193.
Teheran 284. 1066.
Tejrovic, Böhmen 683. 944. 1087. 1100.
Tekut bei Tripolis 961. 1446.
Telemarken 352. 385.
Telksbanya, Ungarn 801. 804. 810. 828. 829. 835.
Tempiuto, Nevada 868.
Templepatrick, Irland 762.
Tenerife 619. 926. 967. 976.
Tennberg, Schweden 74. 113.
Tennenberg bei Kreibitz 969.
Tenoya, Canaria 1115.
Teolo, Euganäen 890. 1064.
Tepl, Böhmen 902. 1108.
Tepla, Ungarn 1061.

Teplitz, Böhmen 765. 975.
Terceira 926.
Tergu, Sardinien 1257.
Ternuay, Saone 1236.
Tetschen 98. 108. 679. 1293.
Teufelsberg, Fichtelgebirge 1272.
Teufelskaute bei Dietesheim 1217. 1257.
Tewan Mtns., Neu-Mexiko 754. 760. 1067. 1261.
Texas 165.
Thaben, Rheinprovinz 1308.
Thal bei Eisenach 760. 859.
Thalheim, Erzgebirge 669.
Thalhorn, Vogesen 100.
Thallichtenberg, Rheinprovinz 1095.
Thanaton, Thessalien 484.
Theings, Ekersund, Norwegen 356.
Theley, Rheinprovinz 1101.
Thennenberg, Steiermark 1079.
Theodorshall, Rheinprovinz 1001.
Thera, Santorin 505. 1080. 1117.
Thieratal bei Ilfeld 1068. 1095.
Thiézac, Cantal 973. 975.
Tholey, Rheinprovinz 675.
Thorshavn, Färöer 1171.
Thousand Islands, Canada 352.
Thüringen 652. 662. 764. 790. 869. 908. 1009.
Tiberias, Palästina 1190.
Tichlowitz, Böhmen 535. 1409.
Tiefenbach bei Wetzlar 1331.
Tiefengrün, Fichtelgebirge 1232.
Tiergarten bei Laubach 1205.
Tifarouine, Algier 1079.
Tigsaluk, Grönland 701.
Tilai Kamen, Ural 335. 346. 353. 475. 481. 482. 638. 684.
Timpa Dorica, Sinni-Tal, Basilikata 342.
Tinker's Island, Salem, Mass. 78.
Tintagel, Cornwall 1232.
Tiro del Guanche, Tenerife 965.
Tirpersdorf, Sachsen 108.
Tisens bei Castelrutt, Tirol 827.
Titisee, Schwarzwald 510.
Tito, Coquimbo 64.
Tjimai, Java 565. 786.
Tjose, Norwegen 613. 615.
Toal de Rizzoni, Tirol 167.
Toba-See, Sumatra 1012. 1088.
Toblaiacú, Ecuador 1013.
Toce-Tal 349.
Todos Santos-Bay, Kalifornien 1256.
Todte Alp bei Davos 474.
Todtenbach, Sachsen 1410.
Todtenköpfl, Stubachtal 475.
Todtmoos, Schwarzwald 468. 484. 758.
Töie, Christiania 537.
Töll bei Meran 552.
Tönsberg, Norwegen 163. 541. 931.
Töpen, Fichtelgebirge 1167.
Törtberg bei Christiania 604. 612. 1236.
Tofteholmen, Norwegen 537.
Tokaj, Ungarn 1063. 1078. 1083.
Tokio 1089.
Tokitsu, Japan 1051.
Tolcarn, Cornwall 1236.
Tolcsva, Ungarn 803. 804. 830. 833. 834.
Tolfa 904. 907. 911. 915.
Tolnsberg bei Gabel, Böhmen 1205.
Tongging, Sumatra 1082.
Tonsenås, Christiania 72. 935.
Topkowitz, Böhmen 606.
Topo da Coroa, S. Antão 1409. 1438.
Topo do Padre, S. Antão 1438.
Toporuan-See, Neuseeland 834.
Toppo di S. Paolo 974.
Tordrillo-Berge, Alaska 61. 149. 532. 585. 658. 762.
Torfajökul, Island 837.
Tormore, Arran 821. 822.
Torn, Schweden 288.
Torniella, Italien 763. 765. 785.
Toroczkö, Ungarn 1096.
Toro-Presenzana, Roccamonfina 1355.
Torre della Testa, Cabo de Gata 753. 791.
Torre Estrella 1243.
Torre Lupara, Phlegräische Felder 1386.
Torsåkers Kyrka, Schweden 1280.
Tortola, Kl. Antillen 292.
Torvöskjaer, Christiania 849.
Toscanella, Bolsener See 1388.
Tot Györk bei Waizen 1078.
Totschilnaja, Ural 586.
Tottijärvi, Finland 284.
Tove di Vena, Tirol 606.
Tovo lungo, Monte Mulatto 541. 544.
Towaila, Deutsch-Ostafrika 1345.
Towie Wood, Schottland 349.
Township Hinchinbrooke, Canada 359.
Township Monmouth, Canada 230.
Trachyte Range, Pa 856.
Tragberg bei Ohrenstock 1069.
Traisa, Hessen-Darmstadt 1226.
Trans-Pecos Texas 68. 754.
Trapezunt, Kleinasien 1392. 1413.
Traprain Law, Lothian 922. 974.
Trautenstein a. Harz 530.
Traversella, Piemont 283.
Treadwell Mine, Alaska 57. 1102.
Trebsen, Sachsen 517.
Trehkopf bei Oderen, Vogesen 474.

Treisa, Odenwald 511.
Tremonte, Euganäen 817.
Treseburg, Harz 1307.
Tres Montanhas, Canaria 1055. 1115.
Tres Puentes, Chile 292.
Tres Puntas, Atacama 64.
Tresselwald 1234.
Tretto bei Schio 1073.
Trewern, Breiden Hills 1259.
Triberg, Schwarzwald 55. 531. 755. 789.
Triebes bei Zeulenroda 1331.
Triebischtal, Sachsen 824. 1069.
Tringenstein, Nassau 1326. 1327.
Trinidad 978. 1435.
Trippiti, Ischia 901.
Tristan da Cunha 1067. 1276.
Troas 62. 1063. 1064. 1066. 1208.
Troeoc en l'Hôpital, Bretagne 668.
Trogen, Fichtelgebirge 1231.
Troitsk, Ural 45.
Tromm, Odenwald 683.
Tromsö, Norwegen 287.
Tronitz, Sachsen 144.
Trusental, Thüringen 521.
Tsad-See 528.
Tschaikert, Kaukasus 1082.
Tscharisch, Altai 797. 1001.
Tschelakenberg bei Großpriesen, Böhmen 409.
Tschifu, China 1081.
Tschikisinta, Kaukasus 432.
Tschirland, Tirol 556.
Tschirn, Fichtelgebirge 559.
Tschorba, Kleinasien 1004.
Tuapaitsiait, Grönland 161.
Tuc de Comères-en-Castillon, Pyrenäen 1513.
Tuc d'Ess, Pyrenäen 472. 483. 1512.
Tucson Mtns., Arizona 1261.
Tucuman, Argentinien 1447.
Türkismühle, Birkenfeld 1101. 1225.
Tufercha-Condiat, Algier 469.
Tuft, Norwegen 157.
Tuilière bei Thiézac 1205.
Tulcan 1081.
Tumbo-Inseln, Guinea 215.
Tunaes, Sörfjord, Norwegen 358.
Tungau, Böhmen 1410.
Tunguragua 1067. 1081.
Tunugdliärfik, Grönland 233.
Tuolumne, Kalifornien 540. 589.
Turcoaia, Dobrudscha 77.
Turgojak, Ural 145.
Turin 1284.
Turlow-Fluß, Südrußland 562.
Turnback Mtns., Victoria 1204.
Turtsch, Böhmen 1412. 1413.
Tusnád, Ungarn 1064. 1066.
Tutved, Norwegen 601. 604.
Tuviois, Sardinien 764.
Tveit, Norwegen 358.
Twedestrand, Norwegen 672.
Tweed-Fluß, Neusüdwales 831. 967. 1359.
Twenty mile Creek, Alaska 483.
Twin Mtns., N. H. 764.
Two Ocean Plateau, Yellowstone Park 1351. 1489.
Tynemouth, England 1198.
Tynewidd, Anglesey 328. 340.
Tyveholmen, Christiania 931.
Tzalke, Kaukasus 1082.

Uddeholmshyttan, Schweden 289. 297.
Udenhain, Rhön 1215.
Udushapa, Ecuador 1013.
Übelberg, Thüringen 908.
Überroth bei Wadern 1225. 1260.
Üdersdorf 1410.
Uffeln bei Cassel 1410.
Ufirntal, St. Gotthard 279.
Uhustein, Böhmen 695.
Uifak, Grönland 337. 1193. 1204. 1252.
Uitac-Paß, Dsungarei 583.
Ule Rawas, Sumatra 290. 558.
Ullernås, Christiania 158. 535.
Ulrichstein, Vogelsberg 1412.
Ultental, Tirol 469. 471. 472. 551. 555. 556. 558. 671.
Ulven am Mjösensee 62.
Umkomate, Südafrika 1264.
Umpjaur, Kola 230.
Umptek, Kola 151. 160. 191. 193. 194. 201. 204. 205. 207. 208. 209. 230. 241. 440. 479. 547. 548. 625. 643.
Unalaschka 285. 867.
Unga, Alaska 1081. 1090.
Unga, Kamtschatka 831.
Unglückstein bei Walkersdorf 1361.
Unkel a. Rh. 1205. 1298.
Unkersdorf, Sachsen 1071.
Untergsteier bei Meran 561.
Unterkirnach, Schwarzwald 559.
Unterkotzau, Fichtelgebirge 1231.
Untersberg, Thüringen 814.
Unter-Wohlau, Böhmen 1439.
Upham bei St. John, New Brunswick 80.
Upper Kern Basin, Kalifornien 636. 680.
Upsala 43. 62. 67. 1271.
Urach, Württemberg 1441. 1454.
Ural 66. 359. 637. 642. 1269. 1270. 1290.
Uranienborg bei Christiania 1236.
Uraweli, Kaukasus 1190.

Urbach, Vogesen 668. 672.
Urbeis, Vogesen 502. 506. 512. 514. 1273. 1441.
Urberach, Odenwald 1396.
Urberg bei St. Blasien, Schwarzwald 666.
Urmia-See, Persien 1414.
Urotva-Massiv, Karpathen 152.
Ursprung, Sachsen 1456.
Ursu, Karpathen 462.
Urweiler, Rheinprovinz 1225.
Usa, Lombardei 302.
Uspantan, Guatemala 913. 939.
Ustica 1182. 1209.
Usui-Paß, nördlich von Tokio 292.
Utah, U. S. A. 765.
Uttervik bei Tunaberg, Schweden 464.
Uvalde Co., Texas 1375. 1449.

Vacha, Rhön 1395.
Vähä-Kurkkio, Finland 157.
Väkkerö, Christianiafjord 534. 703.
Välimäki, Finland 363.
Värdalen, Norwegen 340.
Vaipuli, Sawaii 1257.
Val Alpe 552.
Val Barca 1521.
Valbello, Piemont 462.
Val Bondol 555.
Val Caligone 168. 898.
Val Camonica 302.
Val Cedeh 552.
Valchita 1208.
Val Coccoletti 213. 428. 544.
Val d'Ajol 62. 266.
Val Daone 302.
Val d'Avio 926.
Val de Furnas, S. Miguel 926. 938. 1110.
Val dei Buzatti 562.
Val dei Tei 168.
Val della Torre 469.
Val delle Scandole 168. 428. 545.
Val d'Enfer, Auvergne 981. 900. 918.
Val Deserta 168. 404. 592. 694.
Valdichiana 1244.
Val di Fumo 683.
Val di Sadole 693.
Val di Scalve 555.
Val Dois 683.
Val Dritta, Monte Baldo 1184.
Valeberg bei Kragerö 352.
Valentano 98.
Val Fessuraccia, Monzoni 599. 623.
Val Foppa, Aviolo 282.
Val Forno 552.
Val Gaffiano 562.
Valgana, Lugano 827.
Val Gavia 552.
Val Gorgone 1070.
Valle da Garganta 247. 597.
Valle del Gesso, Seealpen 68.
Vallée d'Aspe 524.
Vallée de la Cour 894. 918.
Vallée de Suc, Pyrenäen 1512.
Val Mercanti 1087.
Val Moja bei Edolo 302.
Valogno piccolo 1387.
Val Orca 599.
Val Paludina 562.
Valparaiso 292.
Val Rabbia 302.
Vals, Schweiz 1293.
Val Sabbia 1070. 1226.
Val San Valentino 471.
Valsassina 278.
Val Savaranche 268. 269. 270. 275. 282.
Val Sesia 334. 760. 1041.
Valverde, Portugal 795.
Val Zuccanti 1223.
Vara, Schweden 346.
Varallo 349. 467.
Varangerfjord 1256.
Varingskollen, Norwegen 609.
Vas Hegy, Ungarn 835.
Vasvik, Norwegen 541. 903. 934.
Vaugneray bei Lyon 83.
Vaulry, Haute-Vienne 50.
Veaux, Mâconnais 1311.
Veitskopf 1410.
Veitsteinbach, Rhön 1197.
Velay 100. 959. 969. 988. 1188. 1318.
Velmin-Boreslau, Böhmen 1474.
Veltlin 352. 643.
Venezia-Rücken 552.
Venjan-See, Schweden 558.
Venstörp, Norwegen 612.
Ventotene 1208. 1399.
Ventorcillo, Mexiko 915.
Veragua 1088.
Verblud, Kaukasus 911.
Verdings, Tirol 278.
Verespatak, Ungarn 1039. 1043. 1063.
Vermillion Range, Brit. Col. 299. 441.
Vermillion, Rainy Lake, Canada 359.
Vermont, Lake Champlain 602.
Verplanck Point, N. Y. 280. 351. 387.
Vescemont, Vogesen 909.
Vesle Grube, Espedalen 349.
Vesuv 1376. 1377. 1379.
Vettakolln, Norwegen 158. 931.
Vicdessos, Ariège 470. 472.
Vico, Korsika 849.
Vico bei Viterbo 921. 982.

Victoria 110.
Victoria Nyanza 1435.
Vididalsá, Island 1171.
Vidoe bei Reikiavik 1315.
Viedena, Steiermark 1079.
Viehboma, Kilimandjaro 1344.
Viejo Mtns., Texas 856. 1400.
Vier Linden bei Roßwein, Sachsen 377.
Vieska bei Glan, Ungarn 1208.
Viezena, Tirol 212. 428. 542. 544. 598.
Vigesaa, Norwegen 69. 356.
Vigesdal, Norwegen 356.
Vihorlat-Gutin-Gebirge, Ungarn 1051.
Viksfjeld, Norwegen 404.
Vildar-Tal, Tirol 278. 308.
Villa Cova, Portugal 289.
Villard-de-Saint-Chaffrey, Briançonnais 556.
Villingen, Schwarzwald 532. 559.
Villnößtal, Tirol 278.
Vilstad, Schweden 460.
Vinantelo, Madagaskar 406.
Virgen Gorda, Kl. Antillen 292.
Virginia City, Montana 1261.
Virpazar, Montenegro 910.
Virvik, Finland 86.
Visegrad, Ungarn 335. 1119.
Visp, Schweiz 1306.
Visz, Ungarn 804.
Viterbo 902. 904. 921. 937. 981. 982. 1109.
Viti-Archipel 353. 908. 1119.
Viti-Krater am Krabla, Island 838.
Viti-Levu, Fidji-Inseln 285.
Vitlapuram, Madras 354.
Vitos-Gebirge, Balkan 1004.
Vivara 169. 896. 901. 904. 924. 940. 950. 981. 1350.
Vladaya-Rieka, Balkan 157.
Vlegyasza-Gebirge, Ungarn 998. 1003. 1061.
Vöhrenbach, Schwarzwald 505. 559.
Vörsz, Ungarn 804.
Vogelsberg 1165. 1215.
Vogelschneise bei Eberstadt, Odenwald 587.
Vogesen 62. 67. 83. 270. 464. 502. 511. 756.
Voigtland 652. 662. 1280.
Volcan de Colima 1081.
Volcanello 1043. 1051. 1360.
Volcano 1013. 1091. 1092.
Volcano Islands, Japan 1520.
Volpersdorf, Schlesien 340. 352. 463.
Volvic, Auvergne 1110.
Vorderheubach, Odenwald 870.
Vorderreuth, Fichtelgebirge 1284.
Vormberg bei Ihringen, Kaiserstuhl 1411.
Vostryberg bei Rothaujezd, Böhmen 1413.
Vrbas-Tal, Bosnien 286.

Wabern, Hessen 1469.
Wachberg bei Droschkau, Schlesien 679.
Wachtnitz 825.
Wackenbach, Vogesen 658. 660. 666.
Wadi-el-Hatab, Yemen 76. 761. 762.
Wächtersbach 1215.
Wahnapitaec-See, Sudbury, Canada 56.
Wah-we-ah Range 902.
Wairoa, Neuseeland 831.
Wakatifui-See, Neuseeland 701.
Walannaë, Celebes 1409.
Waldböckelheim 1071.
Waldenburg, Schlesien 790. 1095.
Walditz bei Kostálov, Böhmen 1283.
Waldmichelbach, Odenwald 285. 662. 670.
Waldstein, Fichtelgebirge 50.
Waldsteinhöfe, Schwarzwald 512.
Walepachwarek, Kola 594.
Wales 814. 816. 869. 1290.
Wallenstein bei Ober-Berge 1270.
Wallikallio, Insel Hochland 756.
Waltberg bei Hofgeismar 1411.
Walterdingen 1448.
Walter's Station, N. J. 680.
Waltirsche, Böhmen 607.
Waltsch, Böhmen 1203. 1390. 1413.
Wampa-Fluß, Sumatra 760.
Wandel, Graham's Land 1111. 1514.
Warburger Börde 1411.
Warnsdorf 1399.
Warrumbungle Mtns., Queensland 928. 929.
Warta, Böhmen 156. 929. 1413.
Wartenberg, Böhmen 1413. 1455.
Wartenberg bei Geisingen 1441. 1455.
Wartleite bei Köditz, Fichtelgebirge 1231.
Warwick, N. J. 113.
Warwickshire, England 1248.
Wasdale Beck, Nordengland 109.
Waskowize, Volhynien 567.
Wassarö, Schweden 67.
Wasserburg, Elsaß 50.
Watab, Minn. 62. 289.
Watawa, Bayr. Wald 516.
Watervalrivier, Südafrika 266.
Waterville, N. H. 762.
Weberschwang, Fichtelgebirge 1272.
Weehawken, N. J. 1260. 1313.
Weesenstein, Sachsen 123.
Wegersfelde bei Usingen 1362.
Wegscheid, Vogesen 800. 814.

Wehratal, Schwarzwald 62. 526. 659. 666. 672. 681.
Wehrbusch bei Daun 1410.
Weichley 987.
Weilburg, Nassau 945. 1247. 1271. 1311.
Weiler bei Weißenburg, Elsaß 557.
Weiler Tal, Vogesen 656.
Weimar bei Cassel 1198.
Weinberg bei Cassel 1469.
Weinheim, Odenwald 284. 662. 789.
Weischlitz 1272.
Weiselberg bei Oberkirchen, Rheinprov. 1094.
Weißenburg, Elsaß 656. 662. 665. 1516.
Weißenkirchen, Niederösterreich 468.
Weißholz bei Lütgeneder 1296.
Weissig, Sachsen 1070
Weitisberga, Voigtland 110. 111. 669.
Welhotta, Böhmen 937.
Wellington, Shropshire 822.
Welschberg, Pfalz 1085.
Welschbruch bei Hohwald, Vogesen 677.
Welshpool 1085.
Wendefurth, Harz 504.
Wendenkopf, Odenwald 800. 869.
Wenkau, Sachsen 814.
Wenneberg, Ries 670. 1185. 1516.
Wermland 351. 368. 376. 558.
Wernigerode, Harz 507. 511. 523. 531. 532.
Werschweiler, Rheinprovinz 675.
Weschnitz, Odenwald 683.
Weseritz, Böhmen 1397.
Wesseln 607.
Westaston, Irland 293.
West Benan, Arran 821.
Westeraalen 480.
Westerburg, Nassau 1191. 1202.
Western Isles 1104. 1278.
Westernorrland, Schweden 706.
Westerwald 903. 907. 965. 966. 968. 1053. 1183.
Westfalen 844. 869.
Westgotland 376. 1249.
Westmainland 692.
Westmoreland 667. 1230.
Westville 1239.
Wetterau 1165. 1216. 1218.
Wettersee, Schweden 235. 351.
Whalen, Ostkap, Sibirien 228.
Wheal Tremaine, Cornwall 505.
Whitehall, N. Y. 690.
Whitehead Peak, Col. 902. 1261.
White Hills, Col. 764.
White House, Lake-District 459.
Wiborg, Finland 64.
Wichova, Böhmen 1226.
Wickenstein, Schlesien 1427. 1431. 1432.
Wicklow Mtns., Irland 110. 290. 848. 1232.
Wickwitz, Böhmen 1391. 1439.
Wide Bay District, Queensland 843. 856. 928. 930. 944. 1111.
Widodarin, Java 1083.
Wiegersdorfer Tal, Harz 1095. 1096. 1320.
Wiersberg, Fichtelgebirge 1233.
Wieselsberg, Rhön 1394.
Wiesental, Schwarzwald 668.
Wihtis, Finland 1280.
Wijnkoopsbay, Java 1318.
Wildenfels bei Zwickau 1101.
Wildenstein bei Büdingen 1295.
Wildungen 1212.
Wilhelmsbad bei Hanau 1204.
Wilhelmsleite, Thüringen 1069. 1072.
Wilhelmsstopfel Küppel bei Oberbach. Rhön 1187.
Wilisch bei Hermsdorf 1412.
Willenberg bei Schönau, Schlesien 857.
Williams Creek, Montana 699.
Willmerich, Rheinprovinz 287.
Wilmington, Delaware, U. S. A. 337.
Wilmurt-See, Lake Champlain-Gebiet 359.
Wilnsdorf bei Siegen 1205.
Wilsdruf, Sachsen 1069. 1070.
Wimmerby, Schweden 346.
Wind Butte, Montana 610.
Wind Creek, Montana 160.
Windgälle, Schweiz 794. 864.
Windisch-Matrei 282. 484.
Wingerhausen, Westfalen 845.
Wingertsweiler, Pfalz 1225.
Wing's Point, Lake Champlain 690.
Winkelbad, Tirol 306.
Winkelbornfloß bei Schillingen 287.
Winnen, Hessen 1203. 1208.
Winsweiler, Pfalz 1086. 1225.
Winterbach bei St. Wendel, Rheinprov. 532. 675.
Winterberg bei Harzburg 329. 350. 373.
Wipperfürth, Westfalen 846.
Wippra, Harz 1290. 1292.
Wisconsin 82. 140. 145. 209. 222. 1293. 1505.
Wissenbach, Nassau 1230. 1326.
Wittal, Böhmen 929.
Wittgendorf, Sachsen 144.
Witthau, Siebengebirge 916.
Wittigstal, 1412.
Wittim, Böhmen 404.
Witzenhausen, Hessen 1203.
Wjernyi, Tiën-Shan 680.

Wobernberg bei Turtsch 1410.
Wölferdingen, Nassau 1107.
Wojaleite, Fichtelgebirge 382.
Wolfgangsee bei Ischl 340.
Wolfshau, Schlesien 91.
Wolf's Rock, Cornwall 958. 968. 976.
Wolfstal, Harz 1247.
Wolfstein 1085.
Wolkenburg, Siebengebirge 404.
Wollenberg bei Wetter 1311.
Wonderfontein, Transvaal 503.
Woodbush Mtns., Südafrika 582.
Woolgommery, Victoria 1204.
Wormketal, Harz 82.
Wrangell Island, Alaska 56. 60.
Wrasche bei Großpriesen, Böhmen 695.
Wrekin, Wales 800. 814.
Wudjaur-Tschorr, Kola 231. 691.
Wuennumwum, Kola 232.
Würdinghausen, Westfalen 845.
Wüstes Schloß bei Großpriesen, Böhmen 695.
Wüstewaltersdorf, Schlesien 671.
Wuhsen, Sachsen 180.
Wuorijärvi, Finland 332.
Wurlitz, Fichtelgebirge 382.
Wurzbach, Fichtelgebirge 669.
Wurzen, Sachsen 517. 915.
Wyssokaia Gora, Ural 291.

Xiririca, S. Paulo, Brasilien 190. 197. 217. 1182. 1392.
Xonrupt, Vogesen 502. 507.

Yamaska, Canada 226. 402.
Yamnago 1208.
Yamnau 1208.
Yandina, Queensland 1111.
Yellowstone National Park 766. 1168.
Yemen 528.
Yentna, Alaska 280.
Yettsberg, Pa. 1182.
Ynfiesto, Asturien 566.
Yogo Peak, Montana 170. 171. 407.
York River, Canada 229.
Yorkshire 667.
Yosemite Valley, Kalifornien 284.
Youm Bournoum, Anatolien 1088.
Yous Tepé bei Smyrna 1064.
Yporanga, S. Paulo, Brasilien 540.
Ytterö, Norwegen 397.
Yukon, Alaska 480.
Yupiltepeque, Guatemala 1043.
Yurac, Arequipa 1119.

Zachengraben bei Graz 1274.
Zahl bei Darmstadt 1441.
Zahor, Böhmen 1413.
Zalas bei Krakau 910.
Zapolenka, Ungarn 1061.
Zar, Böhmen 1223.
Zartenhaus bei Goldkronach 1213.
Zautig, Böhmen 1475.
Zbirov, Böhmen 1238.
Zdabor, Böhmen 270.
Zeidua, Biscaya 1400.
Zell am Harmersbach, Schwarzwald 511.
Zermanitz, Öster. Schlesien 1245.
Zettelstadt, Schwäb. Alb 1455.
Ziebernik, Böhmen 156.
Ziegenberg bei Nestersitz, Böhmen 607. 694. 960.
Ziegenhain, Hessen 335.
Ziegenkopf, Harz 942. 943.
Ziegenkopf bei Schackau, Rhön 959.
Ziegenrücken bei Wartenberg, Böhmen 1455.
Zierenberg, Hessen 1469.
Zieselberg bei Ottenhöfen, Schwarzwald 56.
Zighidi, Pantelleria 853.
Zinder, Centralafrika 528.
Zinkenstein bei Libschitz, Böhmen 1413.
Zinnwald 84.
Zinsnock, Tirol 282.
Zirolberg bei Oberwiesental, Erzgebirge 550.
Zitlaltepetl, Mexiko 1067.
Zitomir, Volhynien 360.
Zittau, Lausitz 961. 975.
Zlabeck, Böhmen 765.
Zmieva, Kaukasus 911.
Zmuttgletscher 460.
Zolotoi-Kurgan, Kaukasus 911.
Zonda, Argentinien 565.
Zoronino, Balkan 1280.
Zoutpansberg, Südafrika 582.
Zschopau, Sachsen 669.
Zürbach, Westerwald 917.
Zufallspitze, Tirol 553. 554.
Zuzlawitz, Böhmerwald 582.
Zwartkoppjes, Transvaal 197. 216. 328.
Zwickau 1101. 1223. 1398.
Zwieselstein 555.
Zwingenberg, Odenwald 636. 1468.
Zwölferspitz, Tirol 1099.

Sachregister

zu Band II, 1. und 2. Hälfte.

Aasby-Diabas 1249.
Absarokit 1489.
Adamellit 356.
Adinole 1303.
Ägirinaplit 592.
Ägirinaugit-Natronsyenit 160.
Ägirinaugitsyenit 159.
Ägirinditroitschiefer 214.
Ägirinfelsit 1508.
Ägirinfoyait 215. 220. 227.
Ägiringlimmertinguáit 623.
Ägiringranit 78.
Ägiringrorudit 608.
Ägirinquarztinguáit 608. 610.
Ägirin-Sodalith-Syenit 1506.
Ägirinsyenit 161. 1437. 1508.
Ägirinsyenitporphyr 538.
Ägirintrachyt 929.
Agglomeratlava 977.
Åkerit 157.
Åkeritporphyr 537.
Akmittrachyt 613. 926.
Aktinolith-Chlorit-Albitschiefer 1293.
Alaskit 61.
Alaskitaplit 61. 586.
Alaskitporphyr 61. 520.
Alaskitsyenit 149.
Alaunfels 868. 915.
Albite-Enstatite-Rock 585. 1259.
Albitfoyait 228.
Albitit 589.
Albitschiefer 1306.
Albitsyenit 149.
Alboranit 1075.
Alkaliaplit 1502.
Alkaligranit 71. 1499.
Alkaligranitit 72.
Alkaligranitporphyr 525. 1514.
Alkalipyroxenit 485.
Alkalipyroxensyenit 157.
Alkaliquarzsyenitporphyr 526.
Alkalisyenitporphyr 533.
Alkalitrachyt 916.
Allalinit 380.
Allalinitschiefer 381.
Allochetit 624.
Alnöit 705. 1518.
Alsbachit 515.
Ambonit 1066.
Amphibolandesit 1060.
Amphibolaplit 585.
Amphibolbeerbachit 638.
Amphibolbiotitdacit 1007.
Amphibol-Camptonit 688.
Amphiboldacit 1003. 1005.
Amphibolfels 286.
Amphibolfoyait 216. 224. 225.
Amphibolfoyaitporphyr 547.
Amphibolgranitit 62.
Amphibolhypersthenandesit 1519.
Amphibolhypersthendacit 1007.
Amphibolit 1290.
Amphibol-Malignit 421.
Amphibol-Monchiquit 688.
Amphibololith 483.
Amphibololivinfels 470.
Amphibololivinschiefer 470.
Amphibolperidotit 457. 1513.
Amphibolpikrit 288. 459. 1329.
Amphibolporphyrit 1070.
Amphibolpyroxendacit 1007.
Amphiboltinguáit 618. 624.
Amphibol-Vogesit 677.
Amygdalophyr 1070.
Analcimbasalt 696. 1359.
Analcimdiabas 433.
Analcimsyenit 156.
Andalusitglimmerfels 112.
Andalusithornfels 110. 180.
Andendiorit 291.

Andengranit 63.
Andennorit 292.
Andésilabradorite 1075.
Andesinfels 357.
Andesite und Porphyrite 1015.
  Ältere Ausscheidungen in 1116.
  Definition und Abgrenzung der 1034.
  Klassifikation der 1059.
    Eigentliche Andesite und Porphyrite 1060.
    Trachyandesite 1105.
  Literatur der 1015.
  Mineralbestand der 1038.
    Amphibol 1046.
    Apatit 1052.
    Cordierit 1053.
    Eisenerz 1052.
    Granat 1053.
    Hauyn 1053.
    Magnesiaglimmer 1045.
    Nephelin 1053.
    Olivin 1055.
    Orthit 1055.
    Plagioklas 1038.
    Pyroxen, monokliner 1050.
      rhombischer 1049.
    Quarz 1055.
    Rutil 1055.
    Sanidin 1043.
    Titanit 1055.
    Tridymit 1055.
    Zirkon 1053.
    Zunyit 1055.
  Propylitische Umwandlung der 1102.
  Struktur der 1059.
    andesitische 1063.
    felsodacitische 1061.
    holokristalline 1062.
    hyalopilitische 1063.
    pilotaxitische 1063.
    trachytoide 1060.
    vitrophyrische 1065.
  Tuffe der 1119.
Andesite olivinica 1350.
Andesitoid 1044.
Ankerittonschiefer 1320.
Anorthitdiorit 346.
Anorthitfels 1252.
Anorthosit 355.
Anthophyllitperidotit 462.
Anthophyllitschiefer 180.
Antigoritserpentin 475.
Apachit 979.
Aplit 583. 1515.
Arfvedsonitgranit 77.
Arfvedsonitleucittinguáit 615. 630.
Arfvedsonitquarztinguáit 611.
Arfvedsonitsölvsbergit 615.
Arfvedsonitsyenit 157.
Ariégit 481. 1511.
Arsotrachyt 936.
Aschaffit 511. 670.
Asperit 1067.
Atatschit 945.
Augengneiß 98.
Augitandesit 1087. 1520.
  von Pantelleria 1115.
Augitaugen 1172.
Augitdiorit 289. 400. 1508.
Augitdioritporphyr 553.
Augitgabbro 341.
Augitgranit 68. 357.
Augitit 354. 692. 1474.
Augit-Latit 1113.
Augitminette 666.
Augitmonzonit 290.
Augit-Monzonitporphyr 1112.
Augitnorit 351.
Augitorthophyr 909.
Augitporphyr 1206. 1270.
Augitporphyrit 1093. 1227.
Augitporphyrithornfels 180.
Augitpropylit 1102.
Augitschiefer 1292.
Augit-Sodagranit 80.
Augitsodalithsyenit 1508.
Augitsyenitaplit 599.
Augit-Teschenit 432.
Augittonalit 283.
Augit-Vogesit 677. 703.
Avezakit 1513.
Axinithornfels 126.
Axiolith 803.

Banakit 1351.
Banatit 293. 356.
Basalt 1219. 1521.
Basalte andésitique 1215.
  doléritique 1214.
  labradorique 1215.
Basalte, Melaphyre und Diabase 1121.
  Definition und Abgrenzung der 1157.
  Klassifikation der 1214.
  Kontaktmetamorphose an 1294.
  Literatur der 1121.
  Metamorphose der 1288.
  Mineralbestand der 1161.
    Analcim 1168.
    Apatit 1193.
    Augit 1169.
    Biotit 1185.
    Chloritischer Gemengteil 1174.

Eisenglanz 1193.
Ged. Eisen 1193.
Graphit 1193.
Hornblende 1183.
Ilmenit 1191.
Kalknatronfeldspat 1162.
Magnesiumdiopsid 1197.
Magnetit 1190.
Nephelin 1168.
Quarz 1193.
Rhombischer Pyroxen 1182.
Sanidin 1168.
Übergemengteile 1194.
Uralit 1177.
Struktur der 1198.
Coagulationsstruktur 1205.
dendritisch-variolitische 1203.
diabasisch-körnige 1211.
glomeroporphyritische 1208.
holokristallinporphyrische 1205.
hypidiomorph-körnige 1202.
hypokristallinporphyrische 1207.
intersertale 1203.
spilitische 1202.
vitrophyrische 1208.
Tuffe der 1314.
Basaltjaspis 1298.
Basalt SANDBERGER 1215.
Basalttuff 1315.
Basanit 1372.
Basanitoid 1395.
Basic diorite 685.
Basis 723. 769.
glasige 774.
Beerbachit 638.
Bekinkinit 441.
Belonosphärit 799.
Beresit 586.
Bienenwabenstruktur 118.
Bimssteingläser 781.
Biotitaplit 584.
Biotitaugitgabbro 341.
Biotit-Camptonit 688.
Biotitdacit 999. 1003. 1005. 1520.
Biotithypersthengabbro 344.
Biotithypersthentrachyt 913.
Biotit-Latit 938. 1113.
Biotitleucitbasalt 1414.
Biotit-Monchiquit 688.
Biotitorthophyr 908.
Biotitschiefer 180.
Biotit-Vulsinit 937.
Blairmorit 951.
Blairmorittuff 950.
Blatterstein 1271.
Blaviérit 524.
Bodegang 518.
Boninit 1491.
Borolanit 242. 1437. 1507.
Borolanitporphyr 549. 1384.
Bostonit 602.
Bostonitporphyr 602.
Brefvengang 523.
Bronzitaplit 357. 585.
Bronzitdacit 1005.
Bronzitgabbro 349.
Bronzitit 482.
Bronzit-Kersantit 702.
Bronzitmelaphyr 1258.
Brüngelsberg-Andesit 1354.
Buchit 1295.
Buchonit 1393.
Bunker Andesite 1076.

Camptonit 686. 670. 681. 684. 1502. 1518.
Cancrinit-Ägirin-Tinguáit 625.
Cancrinitsyenit 188. 238.
Carmeloit 1091.
Cascadit 698.
Charnockit 69.
Chiastolithschiefer 108.
Chibinit 231.
Chibinitporphyr 548.
Chloritdiorit 287.
Chloritfels 476.
Chlorogrisonit 1293.
Chlorophyr 558.
Ciminit 937. 1114.
Comendit 747. 838. 1499.
Coppaelit 1489.
Cordierithornfels 180. 183. 300. 302.
Cordieritliparit 764.
Cordieritnevadit 785.
Cornes vertes 1311.
Cornubianitgneiß 112.
Corsit 295.
Cortlandtit 459. 461.
Cucalit 1293.
Cumulit 799.
Cuselit 675.

Dacit 564. 993.
Dacite und Quarzporphyrite 989.
Klassifikation der 997.
andesitischer Typus 1004.
Geburit-Dacit 1014.
Hyalodacite und Vitrophyrite 1009.
liparitischer Typus 999.
Literatur der 989.
Mineralbestand der 995.
Struktur der 999. 1004.
Dahamit 594.

Dalaporphyr 849.
Datolithfels 1314.
Datolithhornfels 127.
Deckdiabas 1273.
Desmosit 1303.
Diabas 1227. 1521. 1522.
Diabasaplit 590.
Diabashornfels 121. 180. 301.
Diabasmandelstein 1271.
Diabasporphyrit 1206. 1268.
Diabasschiefer 1292.
Diallagit 482.
Diallagitserpentin 484.
Diopsidgranit 66. 68. 284.
Diopsidit 483.
Diopsidsyenit 145.
Diopsidsyenitporphyr 532.
Diorit 281. 1076. 1513.
Dioritaplit 588. 590.
Dioritgesteine 254.
  Klassifikation der 275.
  Kontaktphänomene der 299.
  Literatur der 254.
  Mineralbestand der 263.
    Albit 267.
    Amphibol 269.
    Biotit 268.
    Eisenerze 274.
    Granat 274.
    Mikroklin 267.
    Orthit 274.
    Orthoklas 267.
    Plagioklas 263.
    Pyroxen 272.
    Quarz 273.
    Titanit 274.
  Struktur der 294.
Dioritporphyrit 550. 674. 1514.
Diorit-Syenit 289.
Ditroit 189. 222.
Dolerit SANDBERGER 1215.
Drachenfels-Trachyt 916.
Dunit 474. 1510.
Durbachit 83.

Ehrwaldit 701.
Einsprenglinge 718.
Eisenbasalt 1252.
Ekerit 525.
Ekeritporphyr 525.
Elaeolithfelsit 546.
Elaeolithglimmersyenit 239.
Elaeolithgranatporphyr 546.
Elaeolithgranatsyenit 240.
Elaeolithporphyr 287. 542.
Elaeolithsyenit 1506. 1507.
Elaeolithsyenite und Leucitsyenite 184.
  Klassifikation der 209.
  Kontaktphänomene der 250.
  Literatur der 184.
  Mineralbestand der 188.
    Ainigmatit 208.
    Albit 194.
    Amphibol 191.
    Anorthoklas 193.
    Apatit 203.
    Astrophyllit 207.
    Cancrinit 204.
    Eisenerze 203.
    Elaeolith 195.
    Eudialyt 205.
    Eukolit 205.
    Fluorit 208.
    Glimmer 202.
    Granat 208.
    Hackmanit 204.
    Katapleiit 205.
    Lamprophyllit 207.
    Låvenit 207.
    Leucit 196.
    Mikroklin 191.
    Mosandrit 208.
    Nephelin 195.
    Nosean 204.
    Orthoklas 190.
    Plagioklas 194.
    Pyroxen 197.
    Rinkit 208.
    Rosenbuschit 208.
    Skapolith 207.
    Sodalith 203.
    Titanit 207.
    Zirkon 203.
  Struktur der 243.
Elaeolithsyenitpegmatit 642.
Elvan 520.
Enstatitdiabas 1258.
Enstatitfels 230. 348.
Enstatitgranit 69.
Enstatitlimburgit 354.
Enstatitmelaphyr 1258.
Enstatitporphyrit 1083.
Epidiorit 287. 1232.
Epidotdiorit 287.
Epidothornfels 473.
Epidotschiefer 473.
Ergußgesteine 717.
Espichellit 1510.
Essexite 390. 1509.
  Klassifikation der 395.
  Kontaktphänomene der 409.
  Literatur der 390.

Mineralbestand der 391.
Amphibol 393.
Apatit 394.
Erze 394.
Nephelin 392.
Olivin 394.
Orthoklas 392.
Plagioklas 391.
Pyroxen 393.
Titanit 395.
Struktur der 406.
Essexitaplit 597.
Essexitmelaphyr 1363.
Essexitporphyrit 1363. 1523.
Essexitporphyrit, pseudoleucitführend 227. 569.
Esterellit 564.
Eudialytlujaurit 231.
Eudialyt-Nephelinbasalt 1449.
Eudialytsyenit 188. 230. 247.
Eukrit 376.
Euktolith 1488.
Eulysit 464.
Eutaxitstruktur 976.

Farrisit 703.
Feldspatbasalt Bořicky 1214.
Feldspatgestein 288.
Feldspat-Glimmer-Quarzit 117.
Feldspathornfels 110.
Feldspatit 598.
Feldspatporphyr 931.
Feldspatsphärolith 804.
Felsit 772.
Felsitpechstein 823.
Felsitporphyr 748.
Felsitschiefer 864.
Felsodacit 1002.
Felsokeratophyr 846.
Felsoliparit 795.
Felsonevadit 785.
Felsophyr 795.
Felsosphärit 799. 801.
Fergusit 437.
Ferrit 777.
Flaserdiabas 1290.
Flasergabbro 374.
Flasergneiß 98.
Fleckschiefer 300.
Flötzgrünstein 1227.
Forellenstein 352. 354. 1509.
Fortunit 1478.
Fourchit 691.
Foyait 189. 210. 1504. 1506.
Foyait, kalifeldspatfreier 228.
Foyaitaplit 596.
Foyaitporphyr 542.
Fruchtgneiß 112.

Gabbro 340.
Gabbro amphibolique 405.
Gabbro-Amphibolit 378.
Gabbroaplit 591.
Gabbrodiorit 288. 344. 375.
Gabbrogesteine 310.
Apatitführung der 383.
Klassifikation der 338.
Kontaktphänomene der 386.
Literatur der 310.
Metamorphose der 373.
Mineralbestand der 321.
Amphibol 333.
Apatit 337.
Biotit 334.
Chromdiopsid 332.
Diallag 327.
Eisenerze 336.
Ged. Eisen 336.
Granat 338.
Graphit 336.
Korund 338.
Magnetkies 336.
Mikroperthit 326.
Olivin 334.
Orthit 338.
Orthoklas 326.
Plagioklas 324.
Quarz 337.
Rhomb. Pyroxen 332.
Spinellide 336.
Titanaugit 332.
Turmalin 338.
Zirkon 337.
Struktur der 364.
Gabbrogranit 63.
Gabbropegmatit 643.
Gabbroporphyrit 568.
Gabbro-porphyry 1112.
Gabbroproterobas 404.
Gabbrosyenit 327.
Gadriolit 1293.
Gangdiorit 589.
Ganggesteine 486.
aplitische 572.
granitporphyrische 490.
lamprophyrische 644.
pegmatitische 638.
Gangmelaphyr 521. 674. 1268.
Garéwait 684.
Garganit 681.
Gauteit 605.
Geburit-Dacit 1014.

Gefleckter Gabbro 383.
Gemischte Gänge 521. 821.
Gieseckitporphyr 544.
Giumarrit 699.
Gladkait 590. 637.
Glasbasalt 1471.
Glasiger Trapp 1280.
Glimmerandesit 1060.
Glimmerarmer Augit-Kersantit 675.
Glimmerbasalt 1186.
Glimmerdiabas 1186. 1237.
Glimmerdiorit 279.
Glimmerdioritporphyrit 559.
Glimmerfoyait 215. 220. 222.
Glimmerfoyaitporphyr 546.
Glimmerhypersthendiorit 279.
Glimmerleucittinguáit 630.
Glimmermalchit 636.
Glimmernorit 351.
Glimmerperidotit 453.
Glimmerpikrophyr 667.
Glimmerplagiaplit 590.
Glimmerporphyr 1069.
Glimmerporphyrit 1067.
Glimmerpyroxenit 456.
Glimmerquarzit 116. 473.
Glimmerquarzorthophyr 534.
Glimmershonkinit 425.
Glimmershonkinitporphyr 569.
Glimmersölvsbergit 614.
Glimmersyenit 142. 147.
Glimmersyenitporphyr 529. 534.
Glimmertinguáit 618. 624. 632.
Glimmertinguáitporphyr 642.
Glimmertrachyt 914. 1383.
Glimmervitrophyrit 1073.
Globosphärit 799.
Gneiss granitique 104.
Gneiss granulitique 104.
Granatfels 301. 479.
Granatolivinfels 479.
Granatporphyrit 555.
Granat-Pyroxen-Malignit 421.
Granat-Riebeckit-Quarzit 117.
Granat-Vesuvianfels 473.
Granit 59. 1505.
Granitische Gesteine 17.
  Faciesbildungen der 80.
  Klassifikation der 57.
  Kontaktphänomene der 99.
  Literatur der 17.
  Mineralbestand der 39.
    Albit 47.
    Amphibol 52.
    Andalusit 56.
    Anorthoklas 47.
    Antiperthit 48.
    Apatit 54.
    Cordierit 55.
    Eisenerze 53.
    Flußspat 55.
    Glimmer 48.
    Isomikroklin 45.
    Isoorthoklas 45.
    Kalknatronfeldspat 47.
    Korund 55.
    Mikroklin 46.
    Mikroperthit 44.
    Orthit 56.
    Orthoklas 43.
    Pyroxen 53.
    Quarz 40.
    Titanit 55.
    Topas 54.
    Turmalin 54.
    Zinnerz 55.
    Zirkon 54.
  Struktur der 84.
Granit-Diorit 267.
Granite des Ballons 62.
Granite des Vosges 59.
Granite gneissique 104.
Granitit 1500.
Granitporphyr 501.
  Grundmasse des 508.
Granodiorit 63. 284.
Granophyr 791.
Granosphärit 799.
Graphitbasalt 1254.
Graphitquarzit 300.
Graphitschiefer 300.
Greisen 101.
Grorudit 608.
Grundmasse 718.
Grünschiefer 1290.
Grünsteinhabitus 266.
Grünsteintrachyt 1102.

Haga-Granit 65.
Harzburgit 465.
Hastingsitgranit 77.
Hauynandesit 1115.
Hauynaplit 614.
Hauynleucitbasanit 1389.
Hauynleucittephrit 1389.
Hauyn-Monchiquit 696.
Hauynophyr 695. 1438.
Hauynsyenitporphyr 547.
Hauyntachylyt 1474.
Hauyntephrit 1348.
Hauyntrachyandesit 1114.
Hauyntrachyt 924.

Hedenbergit-Fayalit-Foyait 1506.
Hedrumit 147.
Helleforsdiabas 1249.
Hemithrene 292.
Heptorit 695.
Heronit 622.
Heumit 703.
Hibschit 986.
Hohle Sphärolithe 809.
Holyokeit 589.
Hornblende-Åkerit 158.
Hornblendeandesit 1060.
Hornblendeaplit 357. 585.
Hornblende-Augitgneiß 456,
Hornblendebasalt 1361.
Hornblende-Belugitporphyr 638.
Hornblendediabas 1362.
Hornblendedioritporphyrit 561.
Hornblendefels 483.
Hornblendegabbro 345. 1513.
Hornblendegranit 67.
Hornblende-Kersantit 681. 703.
Hornblende-Minette 666.
Hornblende-Nephelinit 700.
Hornblendeorthophyr 908.
Hornblendephonolith 967.
Hornblendeporphyrit 1070.
Hornblendepropylit 1102.
Hornblendeschiefer 180.
Hornblendesericitschiefer 1292.
Hornblendesyenit 144. 1500.
Hornblendesyenitporphyr 529.
Hornblendit 280. 286. 483.
Hornfels 110. 181. 251. 300. 473.
Hornschiefer 1310.
Hudsonit 459.
Hullit 1315.
Hunnediabas 1238.
Hyaloandesit 1092.
Hyalobasalt 1276.
Hyalodacit 1007. 1009.
Hyalodiabas 1279.
Hyaloliparit 816.
Hyalomelan 1277. 1442.
Hyalomelaphyr 1280.
Hyalonevadit 784.
Hyalophonolith 980.
Hyalotrachyt 938.
Hydrotachylyt 1442.
Hyperit 351.
Hyperit-Diorit 375.
Hypersthen-Åkerit 158.
Hypersthenandesit 1074. 1519. 1520.
Hypersthenbasalt 1256.
Hypersthendacit 1005.
Hypersthendiorit 278. 285.
Hypersthendioritaplit 637.
Hypersthengabbro 344.
Hypersthengranit 69.
Hypersthenit 348. 482.
Hypersthenmonzonit 167.
Hypersthentrachyt 915.
Hypholith 1293.
Hysterobas 674.

Ijolith 438. 1437.
Ijolithporphyr 570. 692.
Ilmenit-Enstatitit 363.
Ilmenit-Norit 363.
Imandrit 251.
Isenit 1107.

Jacupirangit 219. 222. 705. 1437.
Jernagranit 68.
Josefit 700.
Jumillit 1481.

Kärph-Melaphyr 1096.
Kaiwekit 928.
Kalikeratophyr 943.
Kalitinguáit 621.
Kalkbostonit 944.
Kalkdiabas 1271.
Kalkgranit 67.
Kalksilikatfels 306.
Kalksilikathornfels 114. 180. 253. 300. 303. 305. 472. 477. 1311.
Kalksilikatschiefer 306.
Kammgranit 62.
Kataklase 96. 249.
Katapleiitsyenit 235.
Katophoritsölvsbergit 615.
Katophorittrachyt 926.
Katzenbuckelit 632.
Kedabekit 341.
Kentallenit 169.
Kenyit 936.
Keratophyr 940. 1492.
Kersantit 667.
Kersantitaplit 668.
Kersantite quartzifère récente 565.
Kersantitpegmatit 668.
Kersanton 667.
Kimberlit 456. 1333. 1510.
Kinnediabas 1249.
Klastoporphyroid 872. 876.
Knotenglimmerschiefer 108.
Knotenschiefer 857.
Knotentonschiefer 107. 302.
Kongadiabas 1264.
Kontaktbiotitschiefer 703.

Kontaktglimmerschiefer 301.
Kontaktgneiß 301.
Kontaktmarmor 303.
Kontaktmetamorphose, normale
der Augitporphyrite 122.
der Diabase 120.
der Diabastuffe 123.
der Eisenerze 119. 1298.
der Granite 1298.
der Grauwacken 118.
der Gneiße 104.
der Kalksteine und Mergel 113. 180. 252. 303. 387. 409. 857. 1297.
der kristallinen Schiefer 104. 304. 387.
der Lydite 117.
der Melaphyre 386.
der Sandsteine 116. 302. 305. 1295. 1303.
der Tonschiefer 107. 179. 252. 300. 524. 857. 1298. 1303.
Kontaktmetamorphose, pneumatolytische 123. 307. 383. 1314. 1365.
Kontaktsandstein 302.
Korundsyenit 141. 150.
Koswit 481.
Krablit 838.
Krageröit 354.
Kristallporphyr 780.
Kristalltuffe 870.
Kugeldiabas 1274.
Kugeldiorit 295.
Kugelgabbro 371.
Kugelgranit 86.
Kugelkersantit 665.
Kugelminette 665. 697.
Kugelpechstein 826.
Kugelporphyr 809.
Kulait 1361.
Kuskit 520.
Kvellit 705.
Kyschtymit 360.

Laacher See-Trachyt 925. 940.
Labradorfels 355. 568.
Labradorit 355.
Labradorite 1059. 1074. 1077. 1080.
Labradorit-Norit 355.
Labradoritporphyrit 1097.
Lagenstruktur 810.
Lahnporphyr 945.
Lakarpit 237.
Lamprophyllit-Lujaurit 231.
Lamprophyre 652.
Camptonit-Alnöitreihe 684.
Minette-Kersantitreihe 655.
Vogesit-Odinitreihe 677.
Lamprophyrische Ergußgesteine 1476.
Latit 1113.
Latit-Phonolith 1522.
Laurdalit 210.
Laurvikit 163.
Laurvikitporphyr 540.
Lausitzer Granit 59.
Lenneporphyr 865. 874.
Leopard rock 178.
Leopardit 850.
Leptynolith 112.
Lestiwarit 596.
Leucitbanakit 1351.
Leucitbasalt 1410.
Leucitbasanit 1381.
Leucitführender Sanidintrachyt 904. 981.
Leucitgesteine 1403.
Kontaktphänomene der 1415.
Literatur der 1403.
Mineralbestand der 1406.
Hauyn 1407.
Leucit 1406.
Melanit 1407.
Melilith 1407.
Perowskit 1407.
Pyroxen 1406.
Sanidin 1407.
Struktur und Klassifikation der 1407.
Tuffe der 1415.
Leucitit 1407.
Leucitkulait 1361.
Leucitmelanitgestein 971.
Leucitmelilithbasalt 1457.
Leucit-Monchiquit 689. 693 694.
Leucitnephelinit 1435.
Leucitnephelintephrit 1396.
Leucitoidbasalt 1406. 1412.
Leucitophyr 548. 983. 1412. 1519.
Leucitphonolith 980. 1383.
Leucitporphyr 548.
Leucitsanidinit 1384.
Leucitshonkinit 419. 1385.
Leucitsyenit 241.
Leucittephrit, basaltoider 1381.
phonolithoider 1388.
Leucittheralith 1385.
Leucittinguáit 627.
Leucittinguáitporphyr 627.
Leucittinguáitvitrophyr 629.
Leucittrachyt 930.
Leukogranophyr 549.
Leukophyr 1231.
Lherzolith 468. 1513.
Liebeneritporphyr 542.
Limburgit 694.

Limburgit erster Art 1467.
zweiter Art 1467.
Limburgite und Augitite 1459.
Literatur der 1459.
Mineralbestand der 1464.
Augit 1465.
Biotit 1466.
Glasbasis 1466.
Hornblende 1466.
Olivin 1465.
Rhönit 1466.
Struktur und Verbreitung der 1467.
Lime-Bostonite 1259.
Limurit 126.
Lindöit 604.
Liparit 747. 786.
isländischer 836.
Liparitbimsstein 835.
Liparitobsidian 831.
Liparitpechstein 817.
Liparitperlit 828.
Liparittuff 866.
Litchfieldit 225.
Lithionitgranit 60.
Lithionitgranitit 62.
Lithoidit 780.
Lithophysen 805.
Luciit 635. 1515.
Luciitporphyr 636.
Lujaurit 216. 231.
Lujauritporphyr 548.
Luxullianit 60. 101.

Madupit 1485.
Maenait 606.
Magma 723.
Magmabasalt 1463.
ohne Olivin 1464.
Magnetit-Diallag-Olivinit 363.
Magnetit-Olivinit 362. 482.
Magnetit-Spinellit 363.
Malchit 634.
Malignit 420. 1510.
Mangerit 358.
Marignakit 1507.
Mariupolit 229.
Marscoit 128.
Melaphyr 1219.
Melaphyrbasalt Bořicky 1214.
Melaphyrporphyr 1270.
Melaphyrtuff 1320.
Melilithbasalte 1451.
Literatur der 1451.
Mineralbestand der 1452.
Chromit 1454.
Glimmer 1453.
Granat 1454.
Hauyn 1454.
Melilith 1452.
Nephelin 1454.
Olivin 1453.
Perowskit 1454.
Pyroxen 1453.
Rhönit 1454.
Struktur und Verbreitung der 1454.
Tuffe der 1457.
Melilith-Monchiquit 692.
Melilithnephelinit 1436.
Mesokeratophyr 944.
Mesoliparit 850.
Miascit 223.
Mica-dacite 1073.
Mica-syenite 1506.
Migrationsstruktur 788. 876. 1321.
Mijakit 1091.
Mikrodiorit 555. 681.
Mikrofelsit 755.
Mikrogranit 788.
Mikromonzonit 542.
Mikroteschenit 1244.
Mikrotinit 1117.
Minervit 984.
Minette 666. 697. 1516.
Minette und Kersantit 655.
Kontaktphänomene der 673.
Literatur der 644.
Mineralbestand der 655.
Amphibol 657.
Biotit 656.
Calcit 663.
Cordierit 663.
Eisenerze 660.
Feldspat 660.
Korund 663.
Olivin 662.
Orthit 663.
Pyroxen 658.
Strukturformen der 663.
Minette vom Hyghwood Typus 698.
Missourit 436.
Moabite stone 1194.
Monchiquit 685. 1516.
Monchiquitähnlicher Pikritporphyrit 692.
Monchiquite camptonitique 701.
Monchiquite essexitique 701.
Monchiquite ijolithique 701.
Monchiquitischer Nephelinit 705.
Mondhaldeit 696.
Mondhaldeit-Breccie 696.
Monmouthit 240.
Monzonit 166. 293. 356. 1364. 1385. 1503.
Monzonitaplit 598.

Monzonitporphyr 541.
Mörtelstruktur 98.
Mühlsteinlava 1396.

Nadeldiorit 270. 557.
Närsnärporphyr 931. 935.
Natronaplit 589.
Natronminette 702.
Natronsyenit 358. 1502.
Navit 1100.
Nephelinanamesit 1445.
Nephelinaplit 596.
Nephelinaugitporphyr 570.
Nephelinbasalt 422. 1440. 1523.
Nephelinbasanit 1392.
Nephelindolerit 422. 1431.
Nephelingesteine 1416.
  Klassifikation der 1431.
  Kontaktwirkungen der 1449.
  Literatur der 1416.
  Mineralbestand der 1422.
    Amphibol 1425.
    Anorthoklas 1424.
    Apatit 1427.
    Biotit 1425.
    Eisenerze 1427.
    Eudialyt 1424.
    Leucit 1424.
    Melanit 1427.
    Melilith 1427.
    Nephelin 1423.
    Olivin 1426.
    Perowskit 1427.
    Plagioklas 1424.
    Pyroxen 1425.
    Rhönit 1426.
    Sanidin 1424.
  Struktur der 1428.
  Tuffe der 1450.
Nephelinglimmerporphyr 570.
Nephelinit 625. 1431. 1433.
    basaltoider 1438.
Nephelinitoid 1431. 1445.
Nephelinmelanitgestein 440.
Nephelin-Minette 698.
Nephelinmonzonit 173. 542.
Nephelinpikrit 1455.
Nephelinporphyr 247. 571. 632. 1384.
Nephelin-Pyroxen-Malignit 420.
Nephelinrhombenporphyr 541. 934.
Nephelinsyenit 188.
Nephelintephrit 1392.
Nephrit 1511.
Nevadit 779. 783.
Nodular felsite 865.
Nonesit 1087.
Nordmarkit 72. 146.
Nordmarkitaplit 595.
Nordmarkitminette 702.
Nordmarkitporphyr 534.
Norit 356.
Noritbronzitit 356.
Norite à cordiérite 389.
Noseanbasalt 696.
Noseanit 1445.
Noseanphonolith 971. 984.
Noseansyenit 161.
Noseantrachyt 924.

Obsidian 831.
Obsidiangläser 781.
Ocellarstruktur 976.
Odinit 682.
Öjediabas 1271.
Oligoklasit 341.
Olivinallalinit 380.
Olivinanorthosit 359.
Olivinbeerbachit 638.
Olivindiabas 1245.
Olivinfels 468. 475.
Olivinfels, vitrophyrischer 1333.
Olivinfreier Basalt 1216.
Olivingabbrodiabas 404.
Olivinglimmerfels 453.
Olivinit 460.
Olivinkersantit 672.
Olivinminette 667.
Olivinmonzonit 169.
Olivinnorit 353.
Olivinproterobas 701. 1246.
Olivinpyroxenit 327.
Olivinpyroxensyenit 327.
Olivinschiefer 470.
Olivinsyenit 1503.
Olivintholeiit 1225.
Olivinweiselbergit 1094.
Oositporphyr 764.
Opacit 777.
Ophit 1240.
Orbit 635.
Orendit 1484.
Ornithophthalm 985.
Ornöit 287.
Orthoklas-Camptonit 699.
Orthoklasgabbro 327.
Orthoklasit 598.
Orthophyr 908. 921.
Ortlerit 553.
Osannittinguáit 631.
Osloporphyr 606.
Ottfjälldiabas 1250.
Ouachitit 691.

Paisanit 592.
Palaeoandesit 562.
Palaeodolerit 1192.
Palaeoliparit 849.
Palaeophyr 557.
Palaeophyrit 553.
Palaeopikrit 1326.
Palagonit 1315.
Palagonittuff 1316.
Palatinit 1224. 1231. 1258.
Pantellerit 747. 851.
Pantelleritische Liparitlava 856.
Pantelleritischer Trachyt 926.
Paradiorit 1293.
Paramelaphyr 1069.
Pechstein 817.
Pechsteinfelsit 825.
Pechsteingläser 781. 1073.
Pechsteinpeperit 1073.
Pechsteinporphyr 873. 1073.
Pechtonstein 825.
Pegmatit 638. 1506.
Pencatit 114.
Peperin 1389.
Peperinbasalt 1412.
Peperino lavico 1350.
tufaceo 1350.
Percivalit 1506.
Peridotit 451.
Perknit 479.
Perldiabas 1287.
Perlit 828.
Perlitgläser 781.
Perthitophyr 70. 327. 360.
Petrisco 921. 982.
Pfahlschiefer 97.
Phenocryst 519.
Phonolith 971. 1383. 1519.
gefleckter 977.
nephelinitoider 975.
tephritischer 974.
trachytoider 971.
vitrophyrischer 980.
Phonolithbasalt 1214.
Phonolithische Gesteine 952.
Klassifikation der 970.
Kontaktmetamorphose an 984.
Literatur der 952.
Mineralbestand der 957.
Amphibol 966.
Anorthoklas 959.
Apatit 968.
Biotit 967.
Eisenerze 967.
Leucit 962.
Nephelin 960.
Plagioklas 960.
Pyroxene 964.
Sanidin 957.
Sodalithmineralien 962.
Übergemengteile 968.
Struktur der 970.
eutaxitische 976.
mikrovariolitische 978.
nephelinitoide 976.
ocellare 976.
trachytoide 970.
Tuffe der 986.
Phonolithpechstein 980.
Phonolithtuffe 986.
Picotitfels 479.
Pikrite und Pikritporphyrite 1324.
Literatur der 1324.
Mineralbestand der 1326.
Amphibol 1328.
Augit 1327.
Biotit 1328.
Erze 1329.
Olivin 1327.
Umwandlungsprodukte 1329.
Verbreitung der 1330.
Pilit 662.
Pilitkersantit 672.
Pilitminette 667.
Pillowy lava 1273.
Pinitporphyr 764.
Pinto Diorite 298.
Pipe amygdaloids 1240.
Piperno 920.
Plagiaplit 590.
Plagioklasaplit 1515.
Plagioklas-Chloritschiefer 1293.
Plagioklasgranit 292.
Plagioklasit 292.
Plagioklas-Skapolith-Diorit 384.
Plagioliparit 1003.
Pleonast-Magnetitmassen 281. 309.
Plumasit 589.
Plumose diabase 1213. 1240.
Pollenit 1383.
Ponza-Trachyt 919.
Porfido rosso antico 1070.
Porfido verde antico 1270.
Porphyre bleu 564.
Porphyre brun 909.
Porphyre noire 922.
Porphyrite micacée 667. 668.
Porphyritic diorite 685.
Porphyritpechstein 1071.
Porphyroid 858. 872.
Porphyroide sériciteux 863.
Porphyrschiefer 864.

Predazzit 114.
Pringle andesite 1077.
Propylit 266. 1102.
Proterobas 1233.
Protobastitfels 350.
Protogin 99.
Protoklase 177. 235. 248.
Prowersit 1487.
Pseudosphärolith 792. 799. 805.
Puddinggranit 92.
Pulaskit 146.
Pulaskitaplit 595.
Pulaskitporphyr 535.
Pyroclastic diorite 286.
Pyromerid 809.
Pyroxenaplit 585.
Pyroxendacit 1005.
Pyroxenfels 480.
Pyroxenfoyait 211. 225. 1437.
Pyroxengranitporphyr 518.
Pyroxenit 384. 456. 479. 1508.
Pyroxenolith 483.
Pyroxenolivinschiefer 470.
Pyroxenorthophyr 908.
Pyroxenquarzporphyr 915.
Pyroxensyenitporphyr 519.

Quartz-Enstatite Rock 585.
Quartzfelsite 865.
Quartz globulaire 808.
Quarzaugitdiorit 289.
Quarzaureolen 808.
Quarzbasalt 1260.
Quarzbiotitfels 112. 118.
Quarzbiotitporphyrit 999.
Quarzdiabas 1264.
Quarzdiorit 281.
Quarzdioritporphyrit 559.
Quarzfeldspatfels 586.
Quarzführender Diorit 285.
Quarzglimmerdiorit 277. 1509.
Quarzglimmerhypersthenporphyrit 910.
Quarzglimmermonzonitporphyr 558.
Quarzglimmerporphyrit 1001.
Quarzglimmervitrophyrit 1013.
Quarzhornblendeporphyrit 1002.
Quarzhypersthendiorit 278. 285. 290.
Quarzkeratophyr 747. 843. 1492. 1518.
Quarzmangerit 358.
Quarzmelaphyr 1264.
Quarzmonzonit 167.
Quarzmonzonitaplit 598. 1502.
Quarzmuscovitfels 112. 118. 586.
Quarznorit 278. 356.
Quarzpantellerit 747. 843. 853. 855.
Quarzporphyr 747. 786.
Quarzporphyr, granophyrischer 791.
Quarzporphyrit 993.
Quarzporphyrtuff 869.
Quarzpropylit 1102.
Quarzrutilschiefer 180.
Quarzsericitschiefer 861.
Quarz-Skapolith-Porphyr 280.
Quarzsyenit 1505.
Quarzsyenitaplit 599.
Quarzsyenitporphyr 1502.
Quarztinguáit 608.
Quarztrachyte und Quarzporphyre 727.
  Dynamometamorphose der 858.
  Kontaktmetamorphose der 856.
  Literatur der 727.
  Mineralbestand der 748.
    Albit 756.
    Amphibol 759.
    Anorthoklas 756.
    Apatit 763.
    Cordierit 763.
    Eisenerz 763.
    Glimmer 758.
    Grundmasse 767.
    Kalifeldspat 752.
    Kalknatronfeldspat 757.
    Pyroxene 762.
    Quarz 748.
    Übergemengteile 763.
  Struktur der 779.
  Tuffe der 866.
    Dynamometamorphose der Tuffe 872.
    Verkieselung der 836.
    Verwitterung der 835.
Quarzuralitdiorit 290.
Quetschzonen 96.

Ragundagranit 72.
Ragundasyenit 147.
Rapakiwi 64.
Redondit 948.
Rhombenporphyr 540.
Rhyolith 747.
Riebeckitägiringranit 77.
Riebeckitägirintinguáit 625.
Riebeckitgranit 76. 1499.
Riebeckitsyenit 156.
Rizzonit 694. 1471.
Rockallit 79. 611.
Routivarit 363.

Särnadiabas 1250.
Salitdiabas 1238.
Salitperidotit 464.
Sanidinit 939. 1384.

Santorinit 1075.
Sanukit 1490.
Saussüritgabbro 379.
Saxonit 465.
Schalstein 1320.
Schieferhornfels 301.
Schiefriger Porphyr 858.
Schillerfels 458. 465.
Schriesheimit 458.
Schwänzchenquarz 859.
Scyelite 462.
Selagit 1491.
Sericitkalkphyllit 1292.
Serpentin 464. 468. 479. 1511.
Shonkinit 171. 418. 1437.
Shonkinite und Theralithe 411.
  Klassifikation der 417.
  Kontaktphänomene der 435.
  Literatur der 411.
  Mineralbestand der 413.
    Amphibol 416.
    Biotit 416.
    Feldspat 414.
    Nephelin 415.
    Olivin 417.
    Pyroxene 415.
    Sodalithmineralien 415.
  Strukturformen der 434.
Shonkinitporphyr 569.
Shoshonit 1351.
Sideromelan 1316.
Sillimanit-Glimmer-Quarzit 117.
Sillit 340.
Skapolith-Amphibolfels 383.
Smaragditfels 483.
Soapstone 1251.
Soda-Aplit 614.
Sodafelsite 944.
Sodalithbostonit 607.
Sodalith-Elaeolithsyenit 188.
Sodalithführender Essexit 404.
Sodalithgauteit 606.
Sodalithgestein 240.
Sodalith-Monchiquit 696.
Sodalithophyr 695.
Sodalithporphyr 607.
Sodalith-Sölvsbergitporphyr 613.
Sodalithsyenit 155. 234.
Sodalithtephrit 1349.
Sodalithtrachyt 1383.
Sölvsbergit 612.
Sölvsbergitporphyr 614.
Sommait 169. 1385.
Sordawalit 1286.
Sperone 1408.
Spessartit 681. 1514.
Sphärokristall 799.
Sphärolithfels 780.
Spilit 1271.
Spilosit 1303.
Stockscheider 84.
Strukturformen
  andesitische 1063.
  aplitische 369. 582.
  Coagulationsstruktur 1205.
  diabasisch-körnige 1211.
  durchflochtene 811.
  eutaxitische 828. 976.
  felsodacitische 1061.
  felsophyrische 795.
  glomeroporphyritische 1208.
  granophyrische 509. 792.
  holokristallin-porphyrische 722. 1062. 1205.
  hyalopilitische 1062.
  hypidiomorph-körnige 84. 243. 1202.
  hypokristallinporphyrische 722.
  intersertale 1203.
  kataklastische 96.
  kelyphitische 366.
  kuglige 86. 295. 371. 665.
  Lagenstruktur 369.
  miarolitische 84.
  Migrationsstruktur 788. 876. 1321.
  mikrofelsitische 795.
  mikrogranitische 507. 788.
  mikrolithische 789.
  mikropoikilitische 789.
  Mörtelstruktur 98.
  ocellare 366. 976.
  ophitische 1203.
  orthophyrische 906.
  panidiomorph-körnige 582. 663.
  pegmatitische 641.
  pilotaxitische 1062.
  porphyrische 176. 719.
  protoklastische 177. 235. 248.
  sphärolithische 799.
  spilitische 1209.
  trachytische 175. 907. 1060.
  variolitische 1282.
  vitrophyrische 722. 1065. 1208.
Stubachit 476.
Suldenit 554.
Syenitaplit 587. 1515.
Syenitdiorit 405.
Syenitgranit 62.
Syenitische Gesteine 129.
  Klassifikation der 141.
  Kontaktphänomene der 179.
  Literatur der 129.

Mineralbestand der 134.
Ainigmatit 141.
Amphibol 137.
Anorthoklas 136.
Apatit 140.
Biotit 137.
Eisenerz 140.
Kalknatronfeldspat 136.
Korund 141.
Mikroklin 135.
Mosandrit 141.
Nephelin 136.
Olivin 140.
Orthit 140.
Orthoklas 135.
Pyroxen 139.
Quarz 135.
Rinkit 141.
Sodalith 136.
Zirkon 140.
Struktur der 174.
Syenitpegmatit 642.
Syenitporphyr 528. 1502.

Tachylyt 1277. 1442.
Tachylytbasalt 694. 1214.
Taimyrit 925.
Taspinit 517.
Tavolatit 1388.
Tawit 216. 231. 240.
Tawitporphyr 231.
Tephrit 1373.
andesitischer 1349.
Tephrite und Basanite 1367.
Klassifikation der 1378.
Leucittephrit und Leucitbasanit 1381.
Nephelintephrit und Nephelinbasanit 1392.
Literatur der 1367.
Mineralbestand der 1374.
Amphibol 1378.
Anorthoklas 1375.
Biotit 1378.
Hauyn 1376.
Kalknatronfeldspat 1374.
Leucit 1375.
Nephelin 1376.
Pyroxen 1377.
Sanidin 1375.
Übergemengteile 1378.
Struktur der 1378.
Tephritoid 1359.
Teschenit 430. 1244.
Theralith 427.
Theralitischer Nephelinmonzonit 428.
Tholeiit 1224.
Tilait 353. 1509.
Timazit 565.
Tinguáit 615.
Tinguáit, camptonilischer 623.
Tinguáitporphyr 619.
Tintenquarz 750.
Tjosit 705.
Töllit 552.
Tönsbergit 541.
Tönsbergitporphyr 541.
Tonalit 282.
Tonalitaplit 282. 588.
Tonalitgneiß 299.
Tonalitporphyrit 551.
Tonstein 869. 1320.
Topashornfels 125.
Topasierter Quarzporphyr 126.
Tordrillit 61.
Toscanit 914.
Trachyandesit 1036. 1105. 1520.
Trachybasalt 694. 1214.
Trachydacit 1521.
Trachydolerite 1334. 1516.
Klassifikation der 1343.
Trachydolerit im engeren Sinn 1353.
leucitischer 1350. 1360.
phonolithoider 1345.
shonkinitischer 1346.
tephritischer 1348.
trachytoider 1343.
vortertiärer 1362.
Kontakterscheinungen an 1365.
Literatur der 1334.
Mineralbestand der 1339.
Ainigmatit 1342.
Alkalifeldspat 1339.
Amphibol 1341.
Biotit 1341.
Kalknatronfeldspat 1340.
Leucit 1340.
Nebengemengteile 1341.
Nephelin 1340.
Olivin 1342.
Pyroxen 1340.
Rhönit 1342.
Sodalithmineralien 1340.
Titanit 1342.
Strukturformen der 1365.
Trachyt, tephritischer 938.
Trachyte und quarzfreie Porphyre 877.
Abgrenzung und Definition der 885.
Klassifikation der 907.
quarzfreie Liparite und Porphyre 908.

Alkalitrachyte 916.
Kontaktmetamorphosen an 946.
Literatur der 877.
Mineralbestand der 888.
Amphibol 895.
Anorthoklas 891.
Apatit 899.
Biotit 893.
Eisenerze 900.
Grundmasse 904.
Kalknatronfeldspat 892.
Leucit 903.
Nephelin 903.
Olivin 901.
Pyroxen 897.
Quarz 902.
Sodalithmineralien 901.
Titanit 900.
Tridymit 903.
Übergemengteile 904.
Phosphatbildung in 948.
Struktur der 905.
Tuffe der 948.
Trachyt-Andesit 1082. 1088.
Trachytbimsstein 939.
Trachytobsidian 939.
Trachytpechstein 939.
Trachyttuff 948.
Trass 950. 986.
Troktolith 352. 354.
Troktolith-Allalinit 380.
Tsingtauit 748.
Tuff, agglomeratischer 871.
dichter 869.
silifizierter 870.
Tuffit 876.
Tuffo giallo 970.
grigio 949.
Tuffporphyroid 876.
Turmalingranit 70 101.
Turmalinhornfels 124.

Ultrabasischer Mikrodiorit 680.
Umptekit 151. 1499. 1502. 1507.
Umptekitporphyr 539.
Unakit 1499.
Uralitdiabas 1178.
Uralitgranit 68.
Uralitit 1178.
Uralitporphyr 1270.
Uralitsyenit 145.
Ural-Rapakiwi 66.
Urtit 188. 229. 240.

Valbellit 462.
Valrheinit 1293.
Variolit 1280.
de la Durance 1281.
du Drac 1271.
Vaugnérit 83.
Venanzit 1489.
Venjan-Porphyrit 558.
Verit 1478.
Vesuvian-Pyroxenfels 477.
Villiaumit 1505.
Vintlit 561.
Viridit 777.
Vitrophyr 816.
Vitrophyrit 1009.
Vogesit 677. 1516.
Volcanit 1013.
Volhynit 567.
Vulkanische Aschen und Sande 1494.

Websterit 479.
Websteritporphyr 569.
Weiselbergit 1093.
Weißstein 354.
Wenneberglava 670. 1516.
Wihtisit 1280.
Windsorit 399.
Winzenburger Diorit 1234.
Wulstdiabas 1273.
Wyomingit 1485.

Xenokryst 519.
Xenolith 519.

Yentnit 280.
Yogoit 170.

Zirkonsyenit 189.
Zobtenit 378.
Zoisit-Amphibolschiefer 380.

Erklärung zu Tafel I.

Fig. 1. Hypidiomorph-körnige Struktur. Granitit von Hertwigsdorf. Vergr. 1 : 12.

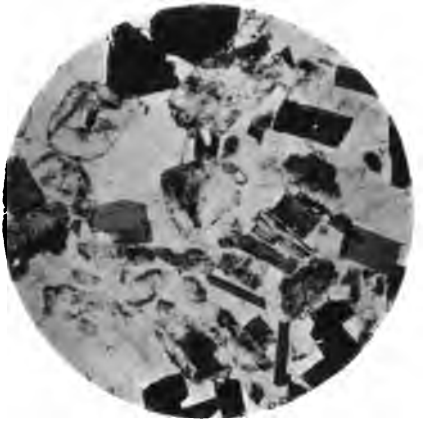
Fig. 2. Kataklasstruktur. Granitit aus der Darial-Schlucht, Kaukasus. Vergr. 1 : 12. + Nic.

Fig. 3. Kataklasstruktur. Granitit von Mombeja, Portugal. Vergr. 1 : 12. + Nic.

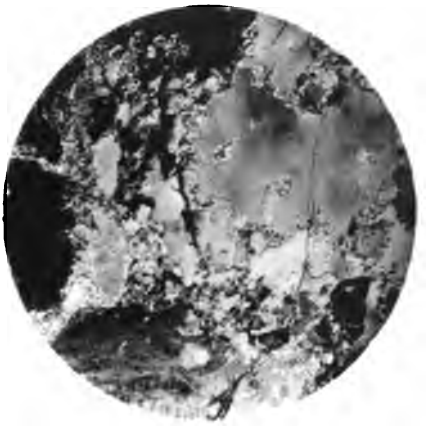
Fig. 4. Hochgradige Kataklasstruktur. Fibbiagranit. Vergr. 1 : 12. + Nic.

Fig. 5. Hypidiomorph-körnige Struktur. Olivingabbro vom Mount Addison, N. H. Vergr. 1 : 12. // Nic.

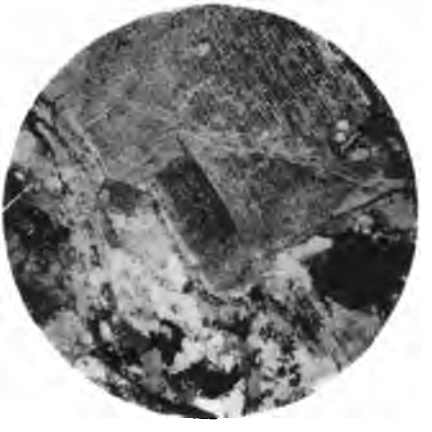
Fig. 6. Kelyphitische Struktur (reaction rims) um die eisenhaltigen Gemengteile im Gabbro von Moss, Norwegen. Vergr. 1 : 12.



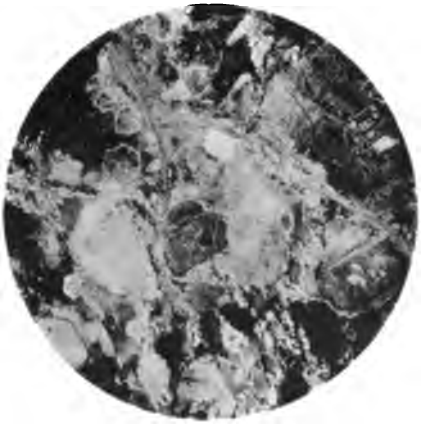
1.



2.



3.



4.

5.

6.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

Erklärung zu Tafel II.

—

Fig. 1. Hypidiomorph-körnige Struktur am Essexit von der Löwenburg im Siebengebirge. Vergr. 1 : 12.

Fig. 2. Panidiomorph-körnige Struktur. Kersantit von Markirch. Vergr. 1 : 12.

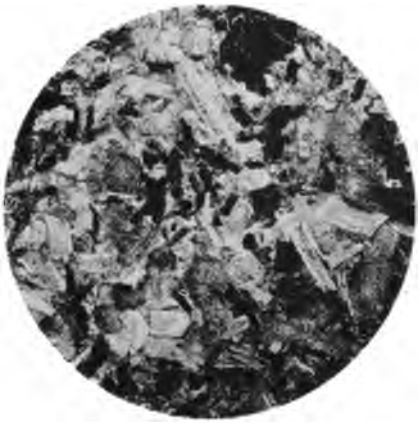
Fig. 3. Holokristallin-porphyrische Struktur. Mikrogranitischer Quarzporphyr von Halle a. S. Vergr. 1 : 24. + Nic.

Fig. 4. Porphyroid vom Steimel bei Schameder. Vergr. 1 : 15.

Fig. 5. Porphyroid vom Bielstein bei Olpe. Vergr. 1 : 15.

Fig. 6. Sphärolith mit pseudopodienähnlichen Fortsätzen. Liparit von Kremnicka. Vergr. 1 : 24.

1.

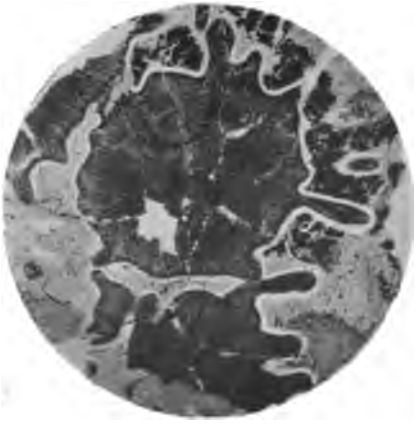


2.

3.

4.

5.



6.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Erklärung zu Tafel III.

Fig. 1. Lagenstruktur am Liparit von Telkibanya. Vergr. 1 : 12.

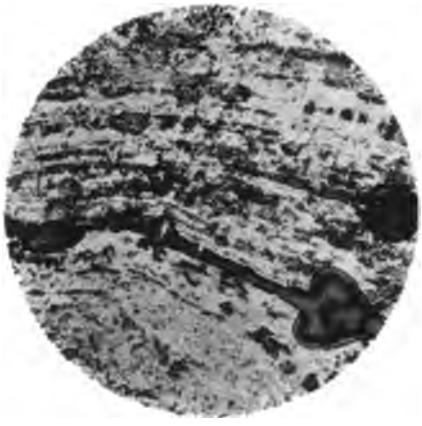
Fig. 2. Trachytstruktur. Alkalitrachyt aus den phlegräischen Feldern. Vergr. 1 : 15. + Nic.

Fig. 3. Struktur der nephelinitoiden Phonolithe. Phonolith vom Brüxer Schloßberg, Böhmen. Vergr. 1 : 15.

Fig. 4. Vitrophyrische Struktur. Biotit - Hypersthen - Andesit vom Karatash bei Smyrna. Vergr. 1 : 12.

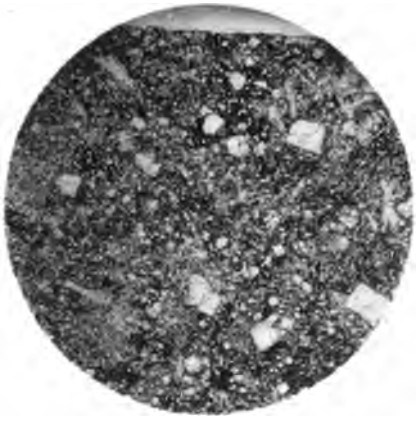
Fig. 5. Hyalopilitische Struktur. Augitporphyrit vom Weiselberg bei Oberkirchen. Vergr. 1 : 12.

Fig. 6. Holokristallin-porphyrische Struktur mit panidiomorph-körniger Grundmasse. Trachydolerit vom Petersberg im Siebengebirge. Vergr. 1 : 15.

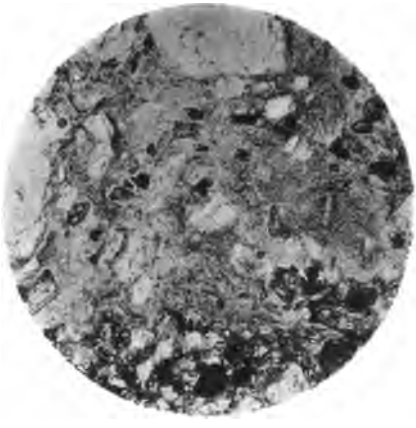


1.

2.

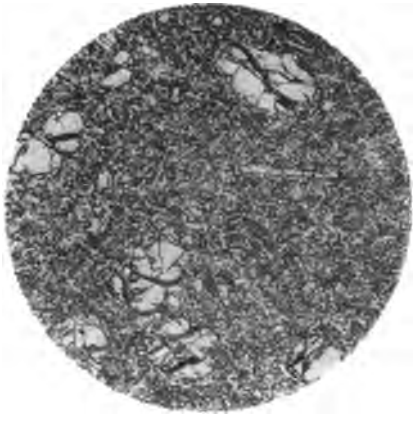


3.



4.

5.



6.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

Erklärung zu Tafel IV.

Fig. 1. Navitstruktur. Melaphyr von Hoppstädten, Birkenfeld. Vergr. 1 : 12.

Fig. 2. Intersertalstruktur. Augitporphyrit. Serra Jurea. S. Paulo, Brasilien. Vergr. 1 : 12. + Nic.

Fig. 3. Gabbroide Struktur an Olivindiabas von Skridarhyttan, Nerike, Schweden. Vergr. 1 : 12.

Fig. 4. Ophitische Struktur. Diabas von Billingen, Schweden. Vergr. 1 : 12. + Nic.

Fig. 5. Holokristallin-porphyrische Struktur am Trachydolerit vom Finkenberg bei Bonn. Vergr. 1 : 12.

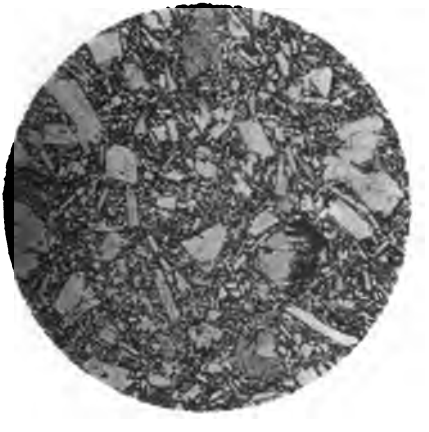
Fig. 6. Palagonit von Seljadalr, Island. Vergr. 1 : 12.

1.

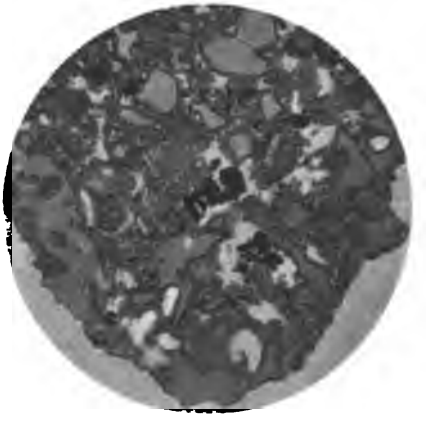
2.

3.

4.



5.



6.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

3 2044 034 713 677

DATE DUE

QE 434 R818 v.2 pt.2

~~Rosenbusch~~

~~Mikroskopische physiographie~~
der massigen gesteine

DATE	ISSUED TO

QE 434 R818 v.2 pt.2

DEMCO